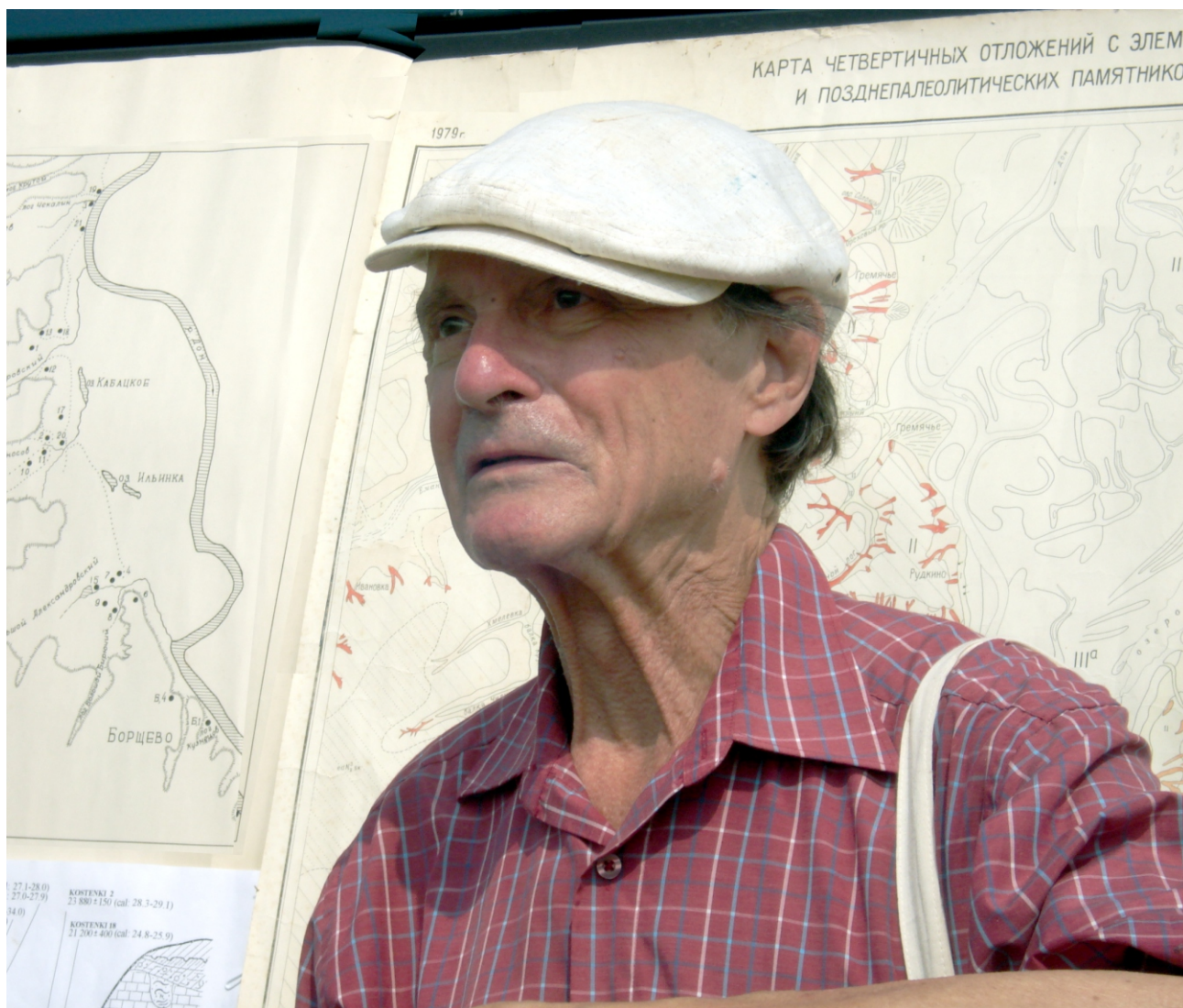


ПУТИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ



Материалы Всероссийской научной конференции,
посвященной памяти профессора А.А. Величко

Москва
23-25 ноября 2016 г.



Андрей Алексеевич Величко
1931 - 2015

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ПУТИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ

**Материалы Всероссийской научной конференции
посвященной памяти профессора А.А. Величко
(Москва, 23-25 ноября 2016 г.)**

Москва
Институт географии РАН
2016

УДК 551+902
ББК 26+63.4

ISBN 978-5-89658-053-9

Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А.Величко (Москва, 23-25 ноября 2016 г.). – М.: Институт географии РАН, 2016. – 784 с.

Всероссийская научная конференция "Пути эволюционной географии" была проведена Институтом географии РАН 23-25 ноября 2016 г в память о д.г.н., профессоре А.А. Величко – выдающемся российском географе, организаторе науки, ученом, внесшем огромный вклад в изучение палеогеографии четвертичного периода, создателе нового аспекта географического знания – эволюционной географии. В публикуемых материалах конференции освещаются три основные направления современной эволюционной географии. 1) Проблемы палеогеографии четвертичного периода. Рассматриваются как общие вопросы палеогеографии квартера, так и результаты последних исследований в различных регионах Северной Евразии – ледниковых и внеледниковых районах Русской равнины, Западной и Восточной Сибири, Дальнего Востока, европейской и сибирской Арктики. 2) Реконструкции и прогнозные оценки разномасштабных изменений климата и ландшафтов. Раздел содержит работы по изменениям климата, биоты, почвенного покрова и рельефа на разных отрезках квартера от эоплейстоцена до голоцена, подходам к прогнозированию ландшафтно-климатических изменений на средне- и долгосрочную перспективу на базе палеогеографического подхода. 3) Роль природного фактора в становлении и развитии человеческого общества на ранних этапах его развития. Публикуются доклады, посвященные коэволюции природы и человеческого общества, этапам становления человечества в европейской части России и Сибири, а также в Юго-Восточной Азии, от раннего и среднего палеолита до мезолита; приводятся данные о механизмах адаптации человечества к изменениям природных условий, результаты изучения миграций древнего человека по данным археологических и генетических исследований.

Сборник будет интересен специалистам в области четвертичной геологии и палеогеографии, палеоклиматологии, геоморфологии, археологии каменного века, а также студентам и аспирантам указанных специальностей.

Материалы публикуются с максимальным сохранением авторской редакции.

Редакционная коллегия:

д.г.н. А.В. Панин, к.г.н. С.Н. Тимирева, к.г.н. Е.И. Куренкова, Ю.М. Кононов

Рецензенты:

чл.-корр. РАН, д.г.н. К.Н. Дьяконов, д.г.н. Э.А. Лихачева

Всероссийская научная конференция «Пути эволюционной географии», посвященная памяти профессора А.А.Величко проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 16-05-20826-г).

Утверждено к печати на заседании Ученого совета Института географии РАН 17.11.2016.

ISBN 978-5-89658-053-9

© Институт географии РАН, 2016

На обложке рисунок А.А.Величко «Отряд морозящим днем»

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

ROUTES OF EVOLUTIONARY GEOGRAPHY

**Proceedings of the Scientific Conference
In memory of prof. A.A. Velichko
(Moscow, 23-25 November 2016)**

Moscow
Institute of Geography RAS
2016

UDK 551,8+902+903+574,9

ISBN 978-5-89658-053-9

Routes of Evolutionary Geography: Proceedings of the Scientific Conference in memory of professor A.A. Velichko (Moscow, November 23-25, 2016). – Moscow: Institute of Geography RAS, 2016. –784 p. (in Russian).

Scientific conference "Routes of Evolutionary Geography" was held by the Institute of Geography RAS on November 23-25, 2016, in commemoration of professor Andrei A. Velichko, an outstanding geographer who made a great contribution into the Quaternary Science in Russia and outlined the new direction in the geographical science – the evolutionary geography. The conference proceedings are structured according to the three major issues of evolutionary geography. 1) Problems of the Quaternary palaeogeography. This section includes both general issues of Quaternary Science and current research results from different regions of Northern Eurasia – glaciated and non-glaciated regions of the Russian Plain, Western and Eastern Siberia, Russian Far East, European and Siberian Arctic. 2) Multiscale climate and landscape changes: reconstruction and prediction. The section contains contributions on climate, biota, soil cover and landform changes at the time scales since the Early Quaternary to the Holocene. Another topic is long-term climate and landscape forecasting based on palaeodata. 3) Environmental forcing of human society formation and development at the early stages. All included papers are the product of research collaborations of specialists in co-evolution of human societies and natural environment. Results of current studies of archaeological sites in the European part of Russia and Siberia provide comparisons of societal and environmental development since the Early and Middle Paleolithic to the Mesolithic, discussions on mechanisms of human adaptation to environmental changes, archaeological and DNA studies of human migrations.

The volume will be interesting to the specialists in Quaternary geology and palaeogeography, palaeoclimatology, geomorphology, Stone Age archaeology, as well as to undergraduate and PhD students of the above disciplines.

All submitted manuscripts are reproduced as much as possible in their original form after proofreading and fact checking.

Editorial Team:

A.V. Panin, S.N. Timireva, E.I. Kurenkova, Yu.M. Kononov

Reviewers:

K.N. D'yakonov. E.A. Likhacheva

Russian National Scientific Conference "Routes of Evolutionary Geography" in memory of professor A.A. Velichko was held with the financial support from the Russian Foundation for Basic Research (RFBR, project No 16-05-20826-g).

ISBN 978-5-89658-053-9

© Institute of Geography RAS, 2016

СЕКЦИЯ № 1
ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
SECTION 1
PROBLEMS OF QUATERNARY PALEO GEOGRAPHY

НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ УЗБЕКИСТАНА

У.К. Абдуназаров, А.Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан,
job1775@mail.ru

NEOPLEISTOCENE FOSSIL SOILS OF UZBEKISTAN

U.K. Abdunazarov, A.G. Stelmakh

National University of Uzbekistan named after Mirzo Ulugbek, Tashkent, Uzbekistan

Сложная история природных процессов в неоплейстоцене Узбекистана нашла свое отражение в горизонтах ископаемых почв, сформировавшихся в межледниковые и межстадиональные эпохи, и в чередующихся с ними лёссовых отложениях. До недавнего времени среди исследователей существовало мнение о том, что погребённые почвы в пределах Узбекистана распространены локально, представляют собой случайный набор почвенных горизонтов и зависят от местных условий. Однако в ходе последних исследований было выявлено, что палеопочвы неоплейстоцена, так же как и эоплейстоцена и голоцена, встречаются повсеместно, особенно в лёссовых толщах. Изучение лёссовых отложений, достигающих мощности 30-40 м, показывает, что в ходе циклов интенсивного осадконакопления имели место периоды относительной стабилизации и покоя, давшие возможность сформироваться почвенным горизонтам мощностью от 2 до 4 м.

Как известно, ископаемые почвы, как природные системы, фиксируют в своём профиле различные состояния прошлых экосистем (Докучаев, 1948; Польшов, 1946; Соколов, Таргульян, 1976; Таргульян, Александровский, 1976; Таргульян, 2005), что позволяет по степени их сохранности и набору устойчивых признаков восстановить ход почвообразования и выделить характерные морфотипические признаки для каждой палеопочвы. Выявленные закономерности необходимы для расчленения лёссово-почвенной последовательности, а также могут быть использованы для прогноза развития почв и изменения структуры почвенных покровов в будущем. Сопоставление современных почв с ископаемыми почвами показывает, что последние по мере увеличения их возраста становятся структурными, глинистыми и приобретают буроватую окраску; в подстилающих их суглинках появляются карбонатные конкреции, размеры которых увеличиваются по мере увеличения возраста слоя; меняются с возрастом и формы конкреций. Все эти признаки позволяют диагностировать погребённые почвы разного возраста.

Палеогеографический и палеопедологический анализы для целей изучения хроностратиграфии и истории развития природной среды основываются на «прочтении» информации, запечатленной в свойствах ископаемых почв, возраст и условия образования которых достоверно известны. Изменение свойств почв по вертикали (и в пространстве) и смена их непочвенными образованиями свидетельствуют о наличии определенных ритмов развития природных процессов. Эти ритмы обусловлены денудационно-аккумулятивными процессами, периодически повторяющимися в связи со сменами фаз тектонического покоя и тектонической активизации, а также колебаниями климата. Тектонические и климатические факторы приводят к обводнению или иссушению территории, трансгрессиям и регрессиям морей и озер, ледниковых покровов, наступлению лесной и травянистой растительности и, как следствие этого, к сменам свойств и структуры почвенного покрова.

До недавнего времени общая схема залегания лёссовых покров от подгорных равнин до высоких гор Западного Тянь-Шаня связывалась с ярусностью рельефа горных областей. Однако лёссовые толщи имеют тот же возраст, что и формирующие речные террасы галечниковые или конгломератовые толщи. Эти толщи лежат на цокольных поверхностях денудационных врезов и определяют рельеф дневной поверхности.

В ходе геологических и геоморфологических исследований лёссовых отложений Узбекистана И.Н. Степановым, У.К. Абдуназаровым, В.Н. Колпаковым, Н.А. Когаем, М.Ш. Шерматовым, Э. Кадыровым и др. было установлено, что на склонах гор и на плато современные коричневые и серозёмные почвы часто замещаются погребёнными почвами различного возраста. Слабая изученность последних, часто создаёт путаницу, даже опытный почвовед не может отличить современную почву от древней, вышедшей на дневную поверхность в результате денудационных процессов, разделить в почве современные и реликтовые признаки.

В основу классификации почв Узбекистана положена концепция об эволюции рельефа вследствие новейших тектонических поднятий. При этом почвы проходят единый цикл развития от поймы к древним террасам, поэтапно теряя одни свойства и приобретая другие. Свойства современных почв также определяются климатическими и биологическими факторами. Свойства их осложняются наложенными реликтовыми признаками. Часто структура современного почвенного покрова мозаична из-за выхода на дневную поверхность склонов, террас и плато древних почв, которые иногда трудно отличить от современных.

Почвы молодых террас и склонов южной, а также восточной экспозиции имеют малую мощность (30-50 см), высокую карбонатность (4-6%) с глубины 4-40 см, содержание гумуса до 2%, слабо дифференцированный профиль со щебнем и галькой. Коричневые почвы с развитым профилем обычно находятся на более высоких террасах неоплейстоценового эрозионно-аккумулятивного цикла и на плоских вторичных водоразделах. Они имеют ясно выраженный двучленный профиль: верхние 60-120 см. темноокрашенные, структурные (орехово-зернистые), бескарбонатные суглинки по чёткой прямой линии переходят в карбонатные палево-серые лёссовые породы. Глубина залегания карбонатов обычно связывается со степенью выщелачивания их из верхних горизонтов атмосферными осадками. По этому признаку почвы делятся на подтипы: слабо-, средне- (типичные) и глубококарбонатные (или щелочные). Однако в большинстве случаев верхняя бескарбонатная толща генетически не связана с нижележащей, которая представляет собой выходы древних лёссов и шохов. При внимательном рассмотрении прямая, чёткая граница между бескарбонатной и карбонатной толщами оказывается эрозионным контактом.

После погребения почвы ее органическая часть сохраняется только в случае очень быстрого осадконакопления на древней дневной поверхности. В ситуациях медленного погребения вся органическая часть выгорает и выветривается, а от почвы остается только ее минеральная часть. В таких почвах, лишенных органической части, сохраняются признаки почвенных горизонтов, но они различимы только по характеру минеральной части ископаемой почвы. Максимальное количество новообразованных минералов располагается в верхней части почвенного разреза, переход к нижней подстилающей толще постепенный.

Наиболее часто реликтовые признаки свидетельствуют о гидрологических изменениях, происходящих обычно под влиянием смены климата. К таким реликтам можно отнести следующие признаки: 1) прослои гальки, гравия, песка в почвах, особенно часто встречающиеся на пролювиальных равнинах; 2) слоистость; гидроморфные признаки в почвах; 3) оглеенные горизонты в средней и нижней частях профиля; 4) горизонты аккумуляции гипса и легкорастворимых солей в почвах (если они развиты на первоначально незасоленных породах).

Выявление изменений палеогеографических обстановок в неоплейстоценовый период на территории Узбекистана потребовало поиска лёссово-почвенных серий, которые бы включали серию разновозрастных палеопочв хорошо прослеживаемых и с различными биогенными, терригенно-минеральными включениями.

Для нашего исследования (Степанов, Абдуназаров, 1977; Абдуназаров, Стельмах, 2013) были выбраны опорные разрезы Чирчик-Ахангаранского региона, приуроченные к естественным обнажениям и искусственно созданным стенкам в лёссовых толщах (каналы Газалкент-Паркент, дороги Ташкент-Ангрен и т.д.). Большая протяженность искусственных обнажений (десятки километров) позволили зафиксировать пространственные изменения древних почв в связи с основными формами рельефа: водоразделами, склонами, террасами, поймами, привязать к ним выходы тех или иных разновозрастных почв, ясно увидеть переходы автоморфных почв в гидроморфные. На основании этих данных определены закономерности изменения неоплейстоценовой ландшафтной обстановки во времени и пространстве.

На границе эоплейстоцена и плейстоцена, судя по широкому распространению грубообломочного материала, в основном, в виде конгломератов, произошли крупные климатические и тектонические изменения. Они привели к мощному циклу денудации, начавшемуся после активных поднятий гор. Конгломераты не являются одновозрастными в различных частях гор: в понижениях конгломераты более древние, чем на склонах. В последующие эпохи они были размыты и вынесены за пределы первоначального залегания. В настоящее время они фрагментарно сохранились в речных долинах Чирчик-Ахангаранского региона.

Наиболее известными являются конгломераты, обнаруженные у селения Нанай в долине реки Пскем, где они возвышаются над поймой более чем на 800 м. Этот уровень условно принимается за самую древнюю террасу реки Чирчик в схеме Ю.А. Сковорцова. Толща террасы сложена угловатой и слабоокатанной галькой размером 10-15 см, скрепленной карбонатным цементом. В шурфах, заложенных на поверхности нанайской террасы, выше конгломератов следует шоховая толща и самые древние почвы, отмеченные нами как почвы Е и F. Выше по разрезу залегают более молодые погребенные почвы, что указывает на разновозрастность конгломератов и венчающих их лёссовых отложений.

Литолого-геоморфологический анализ отложений неоплейстоцена показывает, что речной сток по магистральным долинам рассматриваемого региона был более обильным, чем сейчас, а дно рек располагалось на несколько десятков метров выше, чем пойма современных речных долин. Фаза оживления стока неоплейстоцена имела повсеместный внутриконтинентальный характер. Наряду с автоморфными условиями формирования обширных припойменных участков широко развивается гидроморфный тип почвообразования. На это указывает наличие окрашенных в серый цвет суглинков между погребенными почвами с неокисленными минеральными группами (магнетит-ильменит, гематит-лимонит).

Химические, микроморфологические и спорово-пыльцевые данные и распространение лесных типов наземных моллюсков позволяет сделать вывод, что в начале неоплейстоценового времени установился влажный и теплый климат. Погребенные почвы Е и F формировались под густыми хвойными и широколиственными лесами в условиях активного выноса продуктов выветривания из их верхних горизонтов в нижние, что подтверждается наличием глинистых натёков на гребнях структурных отдельностей.

Мощность лесных почв позднего неоплейстоцена достигает 1-2 м, они имеют буроватую окраску и прекрасную водопрочную ореховато-зернистую структуру, которая сохранилась в слабоизменённом состоянии до наших дней. Присутствие в этих почвах гипса указывает, что гумидная лесная стадия сменилась аридной. В поймах рек формировались сульфатные солончаки. Рассматриваемые почвы отражают биоклиматические условия влажного умеренного климата и их можно условно сопоставить с бурозёмами Раммана в Западной Европе. Последующая аридизация климата способствовала эволюции бурых лесных почв в коричневые лесные и лесостепные.

В конце неоплейстоцена, судя по литологическому составу осадков Чирчик-Ахангаранского региона, произошло резкое иссушение климата с последующем увлажнением. В лёссовых толщах данного периода нами выделены ископаемые почвы D и C.

Почва D от других палеопочв отличается более тёмной окраской и плотным сложением. На гранях структурных комочков во влажном состоянии видны тёмные пятна, она менее карбонатна. Данная почва, вероятно, формировалась в условия промывного водного режима под лесной растительностью. В ней наблюдается заметная аккумуляция окиси железа, титана и марганца. Всё это позволяет сравнивать почву D с современными коричневыми почвами Западного Тянь-Шаня.

Ко второй половине неоплейстоцена относится почва C, которая от других погребённых почв отличается чётко выраженной ореховатой структурой, большой мощностью (до 4 м). По совокупности полученных данных почву C можно считать сформированной во время наиболее продолжительного и мощного по силе гипергенного процесса. Несмотря на следы лесного почвообразования, эта почва весьма напоминает мощный чернозём.

В целом можно отметить, что формирование палеопочвенных горизонтов неоплейстоцена происходило в неодинаковых физико-географических условиях, которые значительно отличаются от условий формирования лёссовидных суглинков, разделяющих погребенные почвы.

Список литературы:

Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г. Морфологические особенности палеопочв лёссовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона // В сб. «Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых»: материалы VII Университетских геол. чтений, 4-6 апр. 2013 г., Минск, Беларусь. – Минск, БГУ, 2013. – С. 66-67.

Степанов И.Н., Абдуназаров У.К. Погребенные почвы в лессах Средней Азии и их палеогеографическое значение. – М.: Недра, 1977. – 120 с.

ПРОБЛЕМЫ ПОСТРОЕНИЯ РАДИОУГЛЕРОДНОЙ ХРОНОЛОГИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН АЛТАЯ И ТУВЫ

А.Р. Агатова^{1,2}, Р.К. Непоп^{1,2}, Э.П. Зазовская³, И.Ю. Овчинников^{1,4}, В.С. Панов⁴

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, agatr@mail.ru

² Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург, Россия, rnk@igm.nsc.ru

³ Институт географии РАН, Москва, Россия, zaszovsk@gmail.com

⁴ Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, pvs7zeitlos@gmail.com

PROBLEMS OF DEVELOPING THE PLEISTOCENE RADIOCARBON CHRONOLOGY OF HIGH MOUNTAIN DEPRESSIONS OF RUSSIAN ALTAI AND TUVA

A.R. Agatova^{1,2}, R.K. Nepop^{1,2}, E.P. Zazovskaya³, I.Yu. Ovchinnikov^{1,4}, V.S. Panov⁴

¹ Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

³ Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

⁴ Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

Существование в плейстоцене крупных ледниково-подпрудных озер в межгорных впадинах Алтая и Тувы является общепризнанным, однако время существования последних из них до сих пор остается дискуссионным вопросом. Для различных типов отложений, связанных, по мнению исследователей, с существованием этих озер, в настоящее время получен ряд численных определений возраста, в том числе с применением радиоуглеродного метода (Свиточ и др., 1978; Окишев, Бородавко, 2001; Herget, 2005). В своих исследованиях на территории Алтая и Тувы мы столкнулись со случаем получения серии радиоуглеродных дат, попадающих в интервал позднего плейстоцена, для третичных болотно-озерных отложений, выведенных на поверхность в результате тектонических движений и позднее оказавшихся в зоне влияния талых ледниковых и озерных вод.

В 2011 г. в долине р. Джазатор (юго-восточная часть российской территории Алтая) нами было обнаружено новое местонахождение торфяно-буроугольных отложений кошагачской свиты позднего олигоцена-нижнего миоцена (Агатова и др., 2014). Это местонахождение уточняет масштабы озерно-болотного осадконакопления в конце палеогена – начале неогена, а также характер и амплитуды постнеогеновых тектонических движений в смежных районах Юго-Восточного Алтая и Юго-Западной Тувы. Не менее важным результатом является установление факта омоложения радиоуглеродного возраста отложений изученных разрезов – получения численных значений радиоуглеродного возраста при датировании древнего органического вещества, возраст которого является запредельным для данного метода датирования. Последнее обстоятельство имеет большое значение для реконструкций четвертичного морфолитогенеза, в том числе горячо дискутируемой в настоящее время хронологии существования ледниково-подпрудных озер в межгорных впадинах Алтая и Тувы в плейстоцене.

Новейшее Самахинско – Джазаторское понижение заложено по зоне разломов, разделяющих Чуйско-Сайлюгемское поднятие и плоскогорье Укок. Установленное местонахождение приурочено к подножию короткого южного макросклона центральной, максимально поднятой (3936 м н.у.м.), части Южно-Чуйского хребта. Активные тектонические подвижки по разломной границе хребта привели к оползанию вздернутых на склон торфяно-буроугольных отложений, выполняющих долину Джазатора. В террасированном оползневом теле смешаны и смяты в складки сероцветные грубообломочные плейстоценовые морены и содержащие прослои торфа/бурого угля озерные глины, зачастую выходящие на поверхность склона. Кроме того, нами были установлены следы воздействия на буроугольные отложения холодных озерных и транзитных вод, связанных с этапом деградации плейстоценового оледенения этой наиболее высокогорной части Алтая. По всей видимости, это воздействие также способствовало оползанию отложений вниз по склону.

Для изучения обнаруженных отложений был задействован комплекс методов: спорово-пыльцевой анализ и анализ остракод, определение комплексного биосостава, исследование микроморфологического строения буроугольных и переотложенных к подножию склона органо-минеральных слоев, рентгеновская дифрактометрия и ИК-спектроскопия вмещающих их глинистых отложений. Так как первоначально предполагался голоценовый возраст выходящих на поверхность торфов, было проведено их радиоуглеродное датирование. В дальнейшем решался вопрос несоответствия радиоуглеродных дат палеонтологической характеристике отложений, что потребовало применения ускорительной масс-спектрометрии (AMS) и датирования эталона из Талдудюргунского буроугольного месторождения.

Палеонтологические и геохимические характеристики обнаруженных буроугольных отложений однозначно указывают на их формирование в третичное время во влажных лугово-болотных условиях и теплом климате. Тем более интересным фактом оказалось систематическое омоложение радиоуглеродных дат исследуемых отложений. Были датированы слои органики в трех разрезах, расположенных в верхней, средней и нижней частях оползневого склона. Слои органики у подножия склона являются переотложенными, с большим содержанием минеральных веществ. Полученные в трех разных лабораториях (СОАН, ИГАН, Университет Аризоны) 11 радиоуглеродных дат не только переотложенной органики, но и литифицированных торфяно-буроугольных слоев с ненарушенной структурой, попали в интервал 14-45 тыс. лет, т.е. поздний плейстоцен. Из этих одиннадцати дат семь получено в лаборатории СОАН, три – в лаборатории ИГАН, одна (с применением AMS) – в Университете Аризоны. Интересно, что разброс значений радиоуглеродного возраста для торфов с сохранившейся структурой больше (14-45 тыс. лет), чем для органо-минеральных слоев, переотложенных к подножию оползневого склона (15.5-25.5 тыс. лет). Для последних в лаборатории СОАН также получена дата около 2.7 тыс. лет (при анализе разброса возрастов эта дата не учитывалась). При этом в верхнем и нижнем разрезах наблюдаются инверсии значений возраста по разрезу и разброс значений для одного и того

же слоя. Для датирования образца торфа с ненарушенной внутренней структурой из верхнего разреза была применена AMS технология. Радиоуглеродная дата органического материала, возраст которого, исходя из палеонтологической характеристики, является запредельным для данного метода, составила около 20 тыс. лет. Для этого же слоя позднее в лаборатории ИГАН была получена дата около 45 тыс. лет (и около 37.5 тыс. лет для залегающего ниже слоя бурого угля). Характерно, что в буроугольных прослоях этого разреза были обнаружены холодолюбивые диатомеи, среди которых преобладают *Melosira distans* и *Tetracyclus lacustris*. Положение всех изученных разрезов в зоне стока талых вод Тюньского ледника и находка перекрывающих оползень светло-серых озерных суглинков, резко отличающихся по палинологическим и геохимическим характеристикам от рассматриваемых торф/уголь-содержащих озерно-болотных отложений, свидетельствуют о наложенном характере следов холодных транзитных и озерных вод.

Тем не менее, для исключения предположения о плейстоценовом возрасте торфяно-буроугольных гипсоносных отложений в долине р. Джазатор нами были датированы отложения кошагачской свиты из ранее известных местонахождений. Радиоуглеродный возраст 50120 ± 2300 (ИГАН 5011) и 35090 ± 950 (ИГАН 4811), полученный соответственно для эталона бурого угля кошагачской свиты из Талдудюргунского месторождения в Чуйской впадине и нерасчлененных палеоген-неогеновых отложений, террасированных водами плейстоценового озера, в Курайской впадине, опровергает предположение о плейстоценовом возрасте отложений в долине Джазатора. В данном случае несоответствие радиоуглеродного возраста палеонтологическим и геохимическим характеристикам отложений свидетельствует о присутствии в древнем торфе молодого углерода, поступившего в результате комплекса постседиментационных тектонических и экзогенных процессов (воздействия талых ледниковых и озерных вод, солифлюкции, криотурбации, современного почвообразования и др.). Сложная палеогеографическая история этих отложений позволяет предположить, что в составе исследуемого торфяного и углистого (в том числе и из эталонных месторождений) датированного материала более молодой углерод находится в форме, не удаляемой либо плохо удаляемой стандартными методиками, применяемыми при датировании торфа и угля (например, АВА – методом). Аналогичная проблема загрязнения молодым углеродом возникает и при датировании малых объемов органического вещества с применением AMS.

Установленный факт указывает на необходимость тщательного всестороннего исследования датированных органогенных отложений в долинах и впадинах ЮВ Алтая и ЮЗ Тувы во избежание неверных выводов о возрасте существовавших здесь в плейстоцене ледниково-подпрудных озер, в зону размыва которых попадали и третичные торфяно-буроугольные отложения. В то же время очевидно, что полученные нами радиоуглеродные даты не могут быть использованы для хронологической реконструкции событий плейстоцена, т.к. датироваемые образцы представляют собой смесь древнего и молодого углерода (в соотношении, уникальном для каждого образца), разделение которой современными стандартными методиками проблематично. В целом проблема омоложения радиоуглеродных дат при датировании древних отложений не является новой (Панычев, 1979; Каплина и др., 1980), но для отложений Алтая такой факт достоверно установлен впервые.

Список литературы:

Агатова А.Р., Непоп Р.К., Бронникова М.А., Рудая Н.А. Находка верхнепалеоген-нижнеогеновых отложений кошагачской свиты в долине р. Джазатор (Юго-Восточный Алтай) в свете неотектонических и палеогеографических реконструкций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 12 – 14.

Каплина Т. Н., Шер А. В., Гитерман Р. Е., Зажигин В. С., Киселев С. В., Ложкин А. В., Никитин В. П. Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Аллаиха (низовья Индигирки) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1980. № 50. С. 73-95.

Окишев П.А., Бородавко П.С. Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы // Вопросы географии Сибири. 2001. Вып. 24. С. 18-27.

Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Труды Института геологии и геофизики СО РАН. Новосибирск: «Наука». 1979. 103 с.

Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н. и др. Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ. 1978. 208 с.

Herget J. Reconstruction of Pleistocene Ice-dammed Lake Outburst Floods in Altai-mountains, Siberia // Geological Society of America, Special Publication. 2005. V. 386. 118 p.

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ,
ОТРАЖАЮЩИЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИЮ ЭТАПОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ
НА ЮГЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ**

**А.О. Алексеев¹, П.И. Калинин^{1,3}, Т.В. Алексеева¹, В.А. Алексеева²,
И.М. Вагапов¹, Е.И. Елфимов¹**

¹Институт Физико-Химических и Биологических Проблем Почвоведения РАН, Пушкино,
Россия, alekseev@issp.serpukhov.su

²Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия,
valekseeva@rambler.ru

³Институт географии РАН, Москва, Россия

**THE MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PARAMETERS REFLECTING THE
PALAEOENVIRONMENT OF SOIL FORMATION IN THE SOUTH OF THE EAST
EUROPEAN PLAIN IN QUATERNARY TIME**

A. Alekseev¹, P. Kalinin^{1,3}, T. Alekseeva¹, V. Alekseeva², I. Vagapov¹, E. Elfimov¹

¹ Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS, Pushchino, Russia

² Moscow State University, Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia, Russia

³ Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Палеопочвы являются надежным носителем информации о палеоклимате и палеоэкологии в целом. В связи с этим в последние годы ведутся детальные разработки методических и теоретических основ изучения палеопочв как индикаторов состояния и эволюции природной среды в различные исторические и геологические эпохи, развитие палеопочвоведения идет по пути перехода из области качественного анализа, к количественному подходу к палеореконструкциям. Климатические изменения является основным фактором, влияющим на минералогический и химический состав палеопочв, что делает их незаменимым архивом, потенциально содержащим ответы на важные вопросы отражающее значимые этапы эволюции биосферных систем в четвертичное время базируясь на палеоаналогах. Основная задача наших исследований состояла в получении количественных параметров для палеореконструкций окружающей среды (климат и растительность, атмосфера) независимыми биогеохимическими, минералогическими, изотопными и магнитными методами в широком временном интервале. Кроме того, исследование минералогического и химического состава лёссово-почвенных комплексов является одним из ключей для климатостратиграфических построений и корреляций геологических событий в разных ландшафтно-климатических зонах.

Проведено исследование четвертичных палеопочв степной зоны юга Восточно-Европейской равнины. В этом регионе сосредоточены два типа «временных капсул» хранящих информацию о палеоэкосистемах и палеоклиматах. Во-первых, это лёссово-почвенные комплексы (Приазовье и Северный Кавказ) фиксирующие последовательность развития педосферы в интервале плейстоцена до ~ 800 тыс. лет назад. Во-вторых, это голоценовые палеопочвы археологических памятников, погребенные под курганными насыпями на различных временных интервалах, охватывающих средний и поздний голоцен.

К настоящему времени обобщены результаты комплексного изучения широкого спектра свойств голоценовых палеопочв археологических памятников (курганов) ряда ключевых объектов степей юго-востока Русской равнины, (юг Приволжской возвышенности; Северные и Южные Ергени – курганные группы на территории Ростовской области, Республики Калмыкия и Ставропольского края; Заволжья и южного Приаралья и др. На каждом из ключевых участков проведено изучение геохимических, магнитных и минералогических параметров палеопочв. Получены количественные параметры состояния окружающей среды (палеотемпература, палеоосадки, аридность климата) сохранившиеся в почвах педохронорядов, включавших несколько временных срезов в хроноинтервалах от 6000 лет назад до настоящего времени. Базируясь на исследованиях большого набора почв, погребенных под разновозрастными насыпями археологических памятников степей юго-востока Русской равнины, получены количественные характеристики климатических условий в голоцене. Расчеты показали, что в конце IV–первой четверти III тыс. до н.э. климатические условия были ариднее современных. На рубеже III–II тыс. до н.э. отмечается наименьшая среднегодовая норма атмосферных осадков. На I век н.э. приходился микроплювиал, который во II–III вв. н.э. сменился очередным засушливым периодом. В эпоху развитого средневековья (XII–XIV вв. н.э.) имел место климатический оптимум с максимумом увлажненности за последние 5000 лет. Сопоставление полученных результатов для палеопочв степей европейской части России с климатическими записями для регионов Ближнего Востока, свидетельствует о синхронизации глобальных планетарных климатических колебаний.

Подтверждена возможность использования, изотопного состава углерода и азота органоминеральных комплексов (илистая фракция палеопочв) для палеореконструкций. Проведена отработка методики расшифровки информации, сохраняющейся в органоминеральных комплексах палеопочв. Выполнено изучение органического вещества (ОВ) в составе илистой фракции фоновых почв и палеопочв голоцена методом твердофазной ^{13}C -ЯМР спектроскопии. Анализ ЯМР спектров органоминеральных комплексов илистых фракций погребенных и современных почв продемонстрировал наличие прямых корреляций качественных характеристик с вариациями климатических условий голоцена. Изменения изотопного состава ОВ в илистой фракции палеопочв отражают динамику климатических условий степей в голоцене и позволяют определить различие в соотношении групп C_3/C_4 растений в связи с изменением климата.

На основании полученной совокупности магнитных, биогеохимических, изотопных, минералогических и геохимических параметров почв и пород предложен оптимальный вариант набора показателей для палеоклиматических реконструкций.

Базируясь на изучении геохимических, магнитных и минералогических параметров палеопочв по ключевым разрезам лёссово-почвенной серии Приазовья (Чумбур-Коса, Семибалки, Беглица, и др.) получены количественные параметры состояния окружающей среды (палеотемпература, палеоосадки, аридность климата). На территории Приазовья в плейстоцене существовал направленный сдвиг гидротермического режима межледниковых эпох от условий с более высокой влагообеспеченностью к условиям роста аридизации. Кроме того, для опорных разрезов Чумбур-Коса, Беглица и Отказное содержащих серии лёссов и ископаемых почв, наиболее полно отражающих четвертичную историю юга Восточно-Европейской равнины проведены детальные исследования глинистой минералогии с целью апробации новых параметров для палеореконструкций (минералогические индексы-иллит/хлорит и иллит/смектит).

С целью реконструкции условий лессонакопления и формирования погребенных почв ключевого разреза Чумбур-Коса проведена также морфоскопия песчаных кварцевых зерен методом растровой электронной микроскопии. В дополнение для этого разреза, помимо детальной характеристики минеральной матрицы ископаемых почв изучено захороненное почвенное органическое вещество (ОВ) с использованием традиционных для почвоведения химических методов и комплекса инструментальных физико-химических методов его

исследования, включая HCNS анализатор, твердофазную ^{13}C ЯМР спектроскопию, Фурье ИК-спектроскопию. Целью детального исследования состава, захороненного ОВ является изучение древнего гумуса и форм его захоронения в ископаемых почвах выявление его особенностей в зависимости от состава растительности, типа почвообразования и состава минеральной матрицы палеопочв, а также изучение цикла органического углерода в масштабе геологического времени.

Полученные результаты исследования палеопочв четвертичного периода могут быть использованы в долгосрочных прогнозах будущих изменений степных экосистем юга России при различных сценариях изменения климата.

НЕМЕЦКО-РОССИЙСКИЙ ПРОЕКТ ПЛОТ: НОВЫЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ, ЛЕДНИКОВЫЕ И ДОЛЕДНИКОВЫЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЁР ЛАДОГА И БОЛЬШОЕ ЩУЧЬЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А.А. Андреев¹, Л.А. Савельева², Л.Е. Шумиловских³, Р. Громиг¹, Ф. Веннрих¹, Г.Б. Фёдоров^{2,4}, Д.А. Субетто⁵, С. Крастель⁶, Б. Вагнер¹, М. Меллес¹

¹Институт геологии и минералогии Кёльнского Университета, Кёльн, Германия, aandreev@uni-koeln.de

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, savelieval@mail.ru

³Университет Георга-Августа, Гёттинген, Германия, shumilovskikh@gmail.com

⁴Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия, fedorov@aari.ru

⁵Институт водных проблем севера РАН, Петрозавдск, Россия, subetto@mail.ru

⁶Кильский Университет, Киль, Германия, skrastel@geophysik.uni-kiel.de

GERMAN-RUSSIAN PROJECT PLOT: NEW PALYNOLOGICAL DATA FROM THE LAKES LADOGA AND BOL'SHOE SHUCH'E POSTGLACIAL-GLACIAL-PREGLACIAL SEDIMENTARY RECORDS

A.A. Andreev¹, L.A. Savelieva², L. Shumilovskikh³, R. Gromig¹, V. Wennrich¹, G. Fedorov^{2,4}, D.A. Subetto⁵, S. Krastel⁶, B. Wagner¹, M. Melles¹

¹University of Cologne, Institute of Geology and Mineralogy, Cologne, Germany

²St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia

³Georg-August University, Department of Palynology and Climate Dynamics, Göttingen, Germany

⁴Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

⁵Northern Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

⁶University of Kiel, Institute of Geosciences, Kiel, Germany

The German-Russian project PLOT (Paleolimno**LOG**ical Transect) investigates the Late Quaternary climatic and environmental history along a transect crossing Northern Eurasia. Within the scope of a pilot phase of the project, funded by the German Federal Ministry of Education and Research, we have investigated Lake Ladoga, the largest lake in Europe (ca 18.000 km²), located close to St. Petersburg. Although the late Glacial and Holocene history of the lake and its vicinity was studied over the last decades (e.g. Subetto 2009 and references therein), the older, preglacial lake history remained unknown. It is assumed that during the Last Interglacial Lake Ladoga was part of a precursor of the Baltic Sea, which had a connection via Ladoga and Onega Lakes to the White Sea.

A seismic survey in August 2013 has revealed acoustically well stratified Holocene muds overlaying rather transparent postglacial varves more than 10 m thick. The varves usually are bordered by a hard reflector underneath that may represent coarse-grained sediments or a till, which

in most areas is not penetrated by the acoustic waves. Sediment coring at two sites in western Ladoga Lake confirmed the seismic interpretation of the revealed postglacial sediment succession.

The core sediments were also palynologically investigated. In addition to traditional pollen analysis, non-pollen-palynomorphs such as dinoflagellates, fungi spores, algae cysts and other remains providing additional palaeoenvironmental information about the lake and its catchment, were recorded as well. The revealed pollen assemblages (Fig 1) can be subdivided into 8 main pollen zones (PZ) described below.

Fig 1. Selected pollen, spores, and non-pollen-palynomorphs from Ladoga Lake core 1309.

pollen also dominate in this zone but *Pinus*, *Picea*, and broad-leaved taxa are also numerous. Pollen assemblages indicate that the sediments of PZs 2 and 3 were formed during an interglacial with climate conditions more favorable than in the Holocene. The studied sediments also contain numerous fresh water green algae remains of *Pediastrum* and *Botryococcus* as well as cysts of marine dinoflagellates and brackish water acritarchs (prasinophytes *Cymatiosphaera* and *Micrhystridium*). Dinocyst assemblages are poor in species, presented mostly by *Spiniferites ramosus* s.l. and *Lingulodinium machaerophorum* (Fig 2). Very short processes of the latter species indicate rather low salinity (Mertens et al. 2012). Thus, the found non-pollen-palynomorphs document the brackish-water aquatic environment during the sedimentation which may confirm that Lake Ladoga was a part of corridor between the Baltic and the White Seas during the Last Interglacial (Miettinen et al., 2014 and references therein).

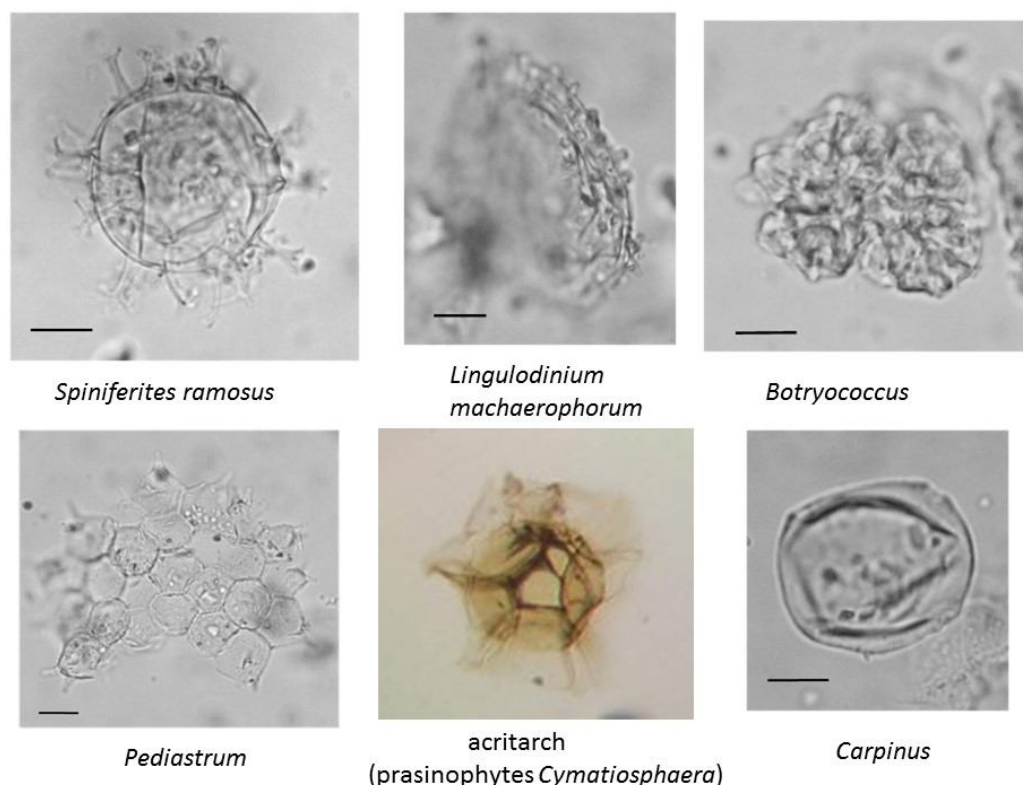


Fig 2. Photos of *Carpinus* pollen and some non-pollen-palynomorphs from Ladoga Lake core 1309.

Pollen concentration is extremely low in PZ 4 (ca. 12.9-8 m, lithological Unit IIb-a). The zone is dominated mostly by pollen of herbs (*Artemisia*, Poaceae, Cyperaceae, Chenopodiaceae), although *Betula*, *Alnus*, and *Pinus* also rather common. We assume that the PZ 3 pollen assemblages were accumulated during the Late Glacial when an extensive periglacial Baltic Ice Lake was extended along the southeastern margin of the Scandinavian Ice Sheet having Lake Ladoga as its north-eastern bay starting at ca 15.000 cal yr BP (Subetto et al., 1998 and references therein). The coniferous and broad-leaved pollen taxa found in the sediment are of reworked origin.

Pollen concentration is slightly higher in PZ 5 (ca. 8-5.9 m, lithological Unit IIa). The zone is also dominated mostly by pollen of herbs, *Betula*, *Alnus*, and *Pinus* but is also characterized by rather significant *Picea* pollen contents pointing to more favorable climate conditions. Climate amelioration is also evidenced in other regional pollen records where it is radiocarbon dated to the Allerød (e.g. Subetto 2009 and references therein).

The potential Younger Dryas (PZ 6, ca. 5.9-2 m, lithological Unit IIa) sediments are characterized by high percentages of herb pollen (mainly *Artemisia* and *Chenopodiaceae*) indicating the dry and cold climate. *Betula*, *Pinus*, and *Alnus* predominate among the arboreal pollen suggesting the tundra-steppe vegetation in the lake catchment. Regularly observed pollen of broad-leaved taxa are of redeposited origin.

Pollen concentration is drastically increased in PZ 7 (ca. 2-1.1 m, lithological Unit Ib and Ia). The revealed pollen assemblages are characterized by increased *Pinus* and Polypodiaceae contents, while Poaceae, Cyperaceae, and, especially *Artemisia* and Chenopodiaceae gradually disappeared from the spectra. Based on the comparison with the regional pollen records (e.g. Subetto 2009 and references therein) we date PZ 7 to the early Holocene time.

The late Holocene sediments (ca. 2-1.1 m, PZ 8, lithological Unit Ia) is characterized by further increase in *Pinus* and *Alnus* pollen contents as well as by significant peak in *Picea* percentages.

The revealed pollen and non-pollen-palynomorphs assemblages well reflect environmental changes during the late Eemian, late Glacial, and Holocene.

Within the second phase of the project we have cored Lake Bol'shoe Shuch'e (Polar Urals) in April 2016. The thickness of the cored lacustrine sediments was about 54 m (field depth). Vegetation and landscape development exceeding the Holocene interval in the region is fragmentary and poor. It is known that the Polar Urals have been affected by both the Barents-Kara Ice Sheet and locally sourced glaciers. At least once during an early stage (>60 ka), the Barents-Kara Ice Sheet encroached the northern tip of the Ural Mountains (e.g. Astakhov et al., 2004; Svendsen et al., 2004 and references therein). In contrast, during the LGM, 20-25 ka BP, the ice sheet did not reach the northern rim of the mountains. At this time mostly small cirque glaciers appear to have existed there (Mangerud et al., 2008a). According to these studies, most of the study area has remained ice-free over the last 50-60 ka. However, the configuration and timing of the preceding glaciations has remained unclear, while the continuous, long-term paleoenvironmental records are rare. The most recent study concerning the vegetation and climate history of area before the Holocene was done by Svendsen et al (2014). They discovered that on the eastern foothills of the Urals there has been continuous deposition of lacustrine sediments throughout the last 65 ka. The first continuous pollen record from the region reflects that during MIS 3 and MIS 2 the area was covered by open and light-demanding vegetation without trees an open tundra and steppe-like vegetation (Svendsen et al (2014).

Our preliminary pollen studies of the core catcher samples show that the uppermost 9 m of the sediments were accumulated during the Holocene, sediments between 11 and 9 m - during the Younger Dryas, and sediments between 11 and 9 m - during the Allerød. We expect that the deep core of the Bol'shoe Shuch'e Lake will provide the most continuous sediment records from the whole region, which can be used to reconstruct the environmental changes probably since the Last Interglacial.

References:

Astakhov V.I. Middle Pleistocene glaciations of the Russian north // Quaternary Science Reviews, - 2004, - Volume 23, - P.1285-1311.

Mangerud J., Kaufman D., Hansen J., Svendsen, J.I. Ice-free conditions in Novaya Zemlya 35 000–30 000 cal years B.P., as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine molluscs // Polar Research, - 2008, Volume 27, P.187-208.

Mertens K.N., Bradley L.R., Takano Y. et al. Quantitative estimation of Holocene surface salinity variation in the Black Sea using dinoflagellate cyst process length // Quaternary Science Reviews, - 2012, Volume 39, - P.45-59.

Miettinen A., Head, J.H., Knudsen, K.L. Eemian sea-level high stand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection // Quaternary Science Reviews, - 2014. - Volume 86, 158-174.

Subetto, D.A. 2009. Lake sediments: paleolimnological reconstructions. Publishing House of A. Herzen Russian State Pedagogical University, St. Petersburg. 339 pp. (in Russian).

Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I. et al., Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews, - 2004, - Volume 23, - P.1229-1272

Svendsen, J.I., Krüger, L.C., Mangerud, J. et al. Glacial and vegetation history of the Polar Jan Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // Quaternary Science Reviews, 2014. - Volume 92, - P.409-428

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
НА ВОСТОКЕ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ**

Л.Н. Андреичева

Институт геологии Коми научный центр УрО РАН, Сыктывкар, Республика Коми,
andreicheva@geo.komisc.ru

**PALEOGEOGRAPHIC ENVIRONMENTS OF THE NEOPLEISTOCENE
SEDIMENTATION IN THE EAST OF BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA**

L.N. Andreicheva

Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Division of RAS, Syktvykar, Komi Republic

Район работ находится на крайнем северо-востоке Большеземельской тундры и включает бассейны рек Морею (скв. Г-2 и М-1), Адзвы, Бол. Роговой, Сейды и Пайхойскую группу скважин (КС-18, КС-31, КС-63, КС-68).

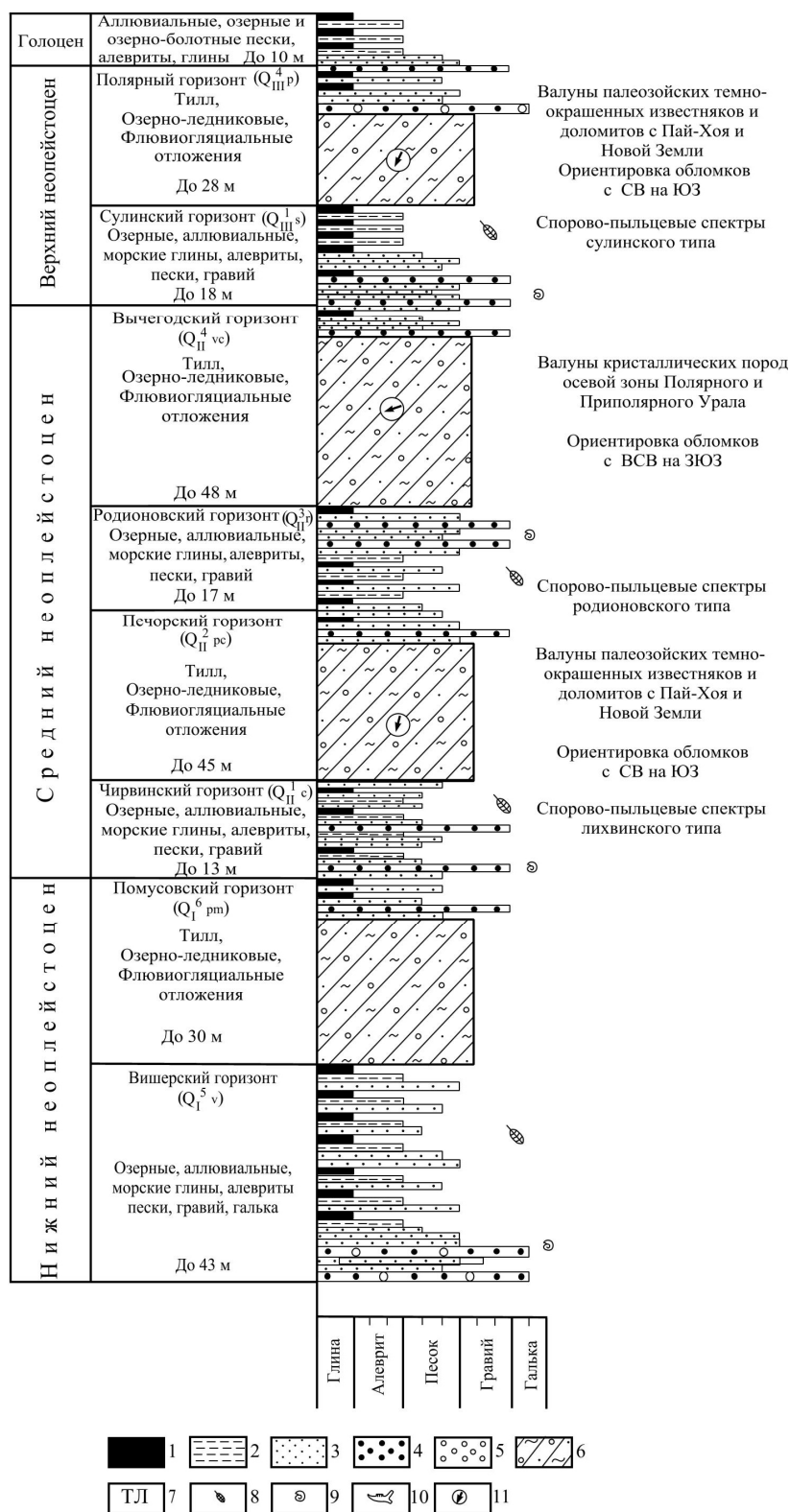
Комплексное исследование неоплейстоценовых отложений, состоящих из ритмично переслаивающихся ледниковых и межледниковых горизонтов, позволило выявить палеогеографические особенности их накопления в разновременные этапы (см. рисунок). Мы не располагаем данными для реконструкции палеогеографических обстановок в раннем неоплейстоцене вплоть до вишерского межледниковья. Палеогеографические обстановки в среднем неоплейстоцене восстановлены достаточно полно и достоверно.

Наиболее древние в районе исследований нерасчлененные плиоцен (?)–нижнеоплейстоценовые (вишерские Q_1^{5v}) континентальные (озерные и аллювиальные) и морские (прибрежно-морские) осадки, представленные глинами, алевритами, песками и суглинками, вскрыты и изучены в скважинах Пай-Хоя и в скв. М-1, расположенной на левом берегу р. Морею выше устья р. Синдей-Вис. В позднем плиоцене (?)–раннем неоплейстоцене (Q_1^{5v}) здесь существовали пресноводные бассейны и произрастали темнохвойные леса с широколиственными породами (до 10%) и термофильными экзотами *Pterocarya* sp., *Ilex* sp., *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*. В спорово-пыльцевых спектрах присутствует значительное количество пыльцы *Picea abies*, *Abies sibirica*, споры *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*, *Azolla* sp. Подобные спорово-пыльцевые спектры не типичны ни для позднего, ни для среднего неоплейстоцена крайнего северо-востока Европейской России (Лосева, Дурягина, 1983, 1990). Мощность плиоцен (?)–вишерских отложений достигает 43 м.

В раннем неоплейстоцене в рассматриваемом районе выделяется лишь один ледниковый горизонт – помусовский (Q_1^{6pm}), имеющий достаточно широкое распространение и сложенный темно-серыми валунными супесями, суглинками и глинами. Максимальная мощность помусовских отложений составляет 30 м

Разрезы среднего и верхнего неоплейстоцена в береговых обнажениях и скважинах сложены тремя ледниковыми комплексами, представленными тиллами и генетически связанными с ними осадками: флювиогляциальными, перигляциальными и лимногляциальными. Они переслаиваются с межледниковыми отложениями различного генезиса: озерными, аллювиальными, озерно-болотными, солифлюкционными и реже морскими. Самое широкое распространение имеют собственно ледниковые отложения – тиллы (Андреичева, 1992).

Среднеоплейстоценовые отложения в районе исследований развиты повсеместно и их выделение базируется на результатах детального изучения отложений литологическим и палинологическим методами. В строении разреза среднего неоплейстоцена принимают участие отложения двух межледниковых и двух ледниковых горизонтов: чирвинского горизонта и тимано-уральского надгоризонта, включающего печорский и вычегодский ледниковые горизонты и разделяющий их родионовский межледниковый горизонт.



Сводный разрез четвертичных отложений на крайнем северо-востоке Европейской России (Пайхойская группа скважин, долины рек Адзвы, Бол. Роговой и Сейды)

Чирвинский межледниковый горизонт (Q_{II}^{1c}) мощностью до 19 м лежит в основании средненеоплейстоценового комплекса, представлен континентальными (аллювиальными и озерными) и прибрежно-морскими отложениями. В начале чирвинского межледниковья на Приполярном Урале произошел интенсивный эрозионный врез, во время которого накопились продуктивные инстративные галечники глубокого (20-30 м) тальвега (Геолого-геоморфологические..., 1988). Затухание активности неотектонических процессов привело к постепенному заполнению долин констративным аллювием большой мощности.

Климатические условия в чирвинское время были более теплыми, чем сейчас. Палинологические данные выявили два теплых климатических этапа с кратковременным похолоданием между ними. В начале чирвинского межледникового была развита тундровая и лесотундровая растительность. Улучшение климатических условий привело к появлению елово-сосновых и сосново-еловых лесов с березой. При дальнейшем потеплении климата распространились темнохвойные (пихтово-еловые) леса, в которых основными лесообразующими породами были два бореальных вида: евроазиатский (ель сибирская) и евросибирский (пихта сибирская). Это потепление соответствовало первому климатическому оптимуму. В лесных формациях принимали участие также европейские бореальные виды, такие как ель европейская, пихта белая; встречались *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus* и неморальные умеренно- и влаголюбивые породы: граб обыкновенный, вяз гладкий и шершавый, липа сердцевидная, лещина, которые могли образовывать подлесочный ярус в хвойных лесах, не создавая самостоятельных группировок. Кратковременное похолодание климата привело к исчезновению из состава хвойных лесов пихты, широколиственных пород – *Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp., *Ulmus* sp.; экзотов, спор *Osmunda cinnamomea*, *O. Claytoniana*, которые вновь появились во время нового потепления (второй климатический оптимум). При этом по сравнению с первым климатическим оптимумом доля пихты в лесах снизилась, исчезли *Picea abies*, *Abies alba*, *Betula* sect. *Costatae*. В отличие от плиоцен (?)–раннеледниковых спектров здесь отсутствует пыльца *Pterocarya* sp., *Liquidambar* sp., *Ilex* sp., не встречены споры *Azolla* (Дурягина, 1985; Дурягина, Коноваленко, 1993). Наступившее затем похолодание климата привело к постепенному и окончательному вытеснению пихты, экзотов, широколиственных пород. Природные ландшафты приобрели облик, близкий к современному. Прогрессировавшее похолодание вызвало развитие на всей территории печорского оледенения.

Печорский ледниковый горизонт (Q_{II}^2 рс), представленный тиллом и генетически связанными с ним отложениями, распространен повсеместно. Отложения вскрываются в скважинах и многочисленных береговых обнажениях. Мощность их в обнажениях составляет от нескольких до 20 м, а в скважинах – до 45 м. Важной особенностью печорского оледенения на крайнем северо-востоке Большеземельской тундры является довольно устойчивое юго-юго-западное направление движения льда, согласующееся с особенностями вещественного состава тилла, в котором постоянно фиксируются обломки руководящих мраморовидных криноидно-мшанковых известняков ордовик-раннесилурийского возраста с Новой Земли. На формирование минерального состава печорского тилла существенное влияние оказывали местные породы, что выражается в высоком суммарном содержании пирита и сидерита, иногда составляющих до 30-40% тяжелой фракции, а также в повсеместном присутствии в тяжелой фракции эпидота и ильменита – минералов, характерных для Северо-Восточной питающей провинции. Петрографо-минералогические особенности тилла, а также выдержанная ориентировка удлиненных обломков с ССВ на ЮЮЗ в секторе 340-40° свидетельствуют о продвижении покровного ледника в печорское время из Пайхой-Уральско-Новоземельского центра оледенения. В заключительную стадию печорского оледенения накапливались флювиогляциальные, лимногляциальные и перигляциальные отложения (Андреичева, 2012; Андреичева и др., 2015).

Печорский тилл перекрыт межморенными отложениями, представленными в основном аллювием и озерными осадками родионовского горизонта. В родионовское межледниковье (Q_{II}^3 г) формировались как континентальные, так и морские отложения мощностью до 17 м. Климат неоднократно менялся, что отражалось в характере растительности. Для горизонта установлены: определенная смена пяти фаз развития растительности (березы кустарниковой и ольховника; сосны и ели, либо ели и сосны с широколиственными и экзотическими видами; березы кустарниковой; сосны и ели, либо ели и сосны с пихтой; березы кустарниковой и ольховника). Межледниковье характеризуется двумя климатическими оптимумами, во время которых широко распространялись хвойно-березовые и березово-хвойные леса с экзотами (*Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Osmunda claytoniana*).

Значительную долю в нижнем климатическом оптимуме составляла пыльца *Pinus silvestris* с единичным присутствием пыльцы *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus* и широколиственных пород (*Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp., *Ulmus* sp.). В верхнем климатическом оптимуме возрастала роль пыльцы березы. Родионовская флора отличается от чирвинской более ксерофильным обликом: меньшим участием пихты и ели и большим – сосны, березы, полыни и маревых. Климат был прохладнее и суше, чем в чирвинское время (Лосева, Дурягина, 1983, 1987; Андреичева, Дурягина, 1999). Широкое развитие и значительные мощности отложений родионовского горизонта в районе исследований свидетельствуют о том, что в среднем неоплейстоцене между двумя ледниковыми эпохами (печорской и вычегодской) существовал длительный безледный интервал с климатическими условиями, не менее теплыми, чем сейчас.

Вычегодский горизонт (Q_{II}^{4vc}) чрезвычайно широко распространен на крайнем северо-востоке Большеземельской тундры: он вскрыт скважинами и выступает в средних и верхних частях разрезов береговых обнажений. Мощность вычегодского горизонта колеблется от первых метров в береговых обнажениях до 48 в скважинах. Вычегодский ледниковый горизонт представлен ледниковыми и генетически связанными с ними образованиями. С учетом условий залегания, данных литологического и палинологического анализов выделяются три подгоризонта: нижневыхогодский – флювиогляциальные, лимногляциальные и перигляциально-аллювиальные осадки; средневыхогодский – собственно тилл; верхневыхогодский – флювиогляциальные и лимногляциальные отложения. Вычегодский тилл с экзарационным контактом залегает на родионовских межледниковых отложениях. На его вычегодский возраст указывают и результаты комплексного литологического анализа, проведенного в ряде разрезов в рассматриваемом регионе, который находился под влиянием центра, располагавшегося в районе Полярного и Приполярного Урала (Андреичева, 1992, 2012; Андреичева и др., 2015; Кузнецова, 1971). Обломочный материал в вычегодском тилле здесь ориентирован с ВСВ на ЗЮЗ в секторе $40-105^0$. Характерна значительная примесь валунов магматических и метаморфических пород Приполярного и Полярного Урала (32-40%), обломки местных пород составляют 20-25%, карбонатные – 21-27%. Мелкопесчаная фракция определяется гранат-эпидот-сидеритовой минеральной ассоциацией. Содержание сидерита достигает 25%, тогда как количество пирита резко сокращено.

В строении верхнеплейстоценового комплекса выделяются также два межледниковых и два ледниковых горизонта: сулинский горизонт и ненецкий надгоризонт, объединяющий лайский и полярный ледниковые горизонты и разделяющий их бызовской межстадиал. Но в разрезах береговых обнажений и скважин района исследований вскрыты лишь сулинский и полярный горизонты.

Сулинский межледниковый горизонт (Q_{III}^{1s}) сложен континентальными осадками – аллювиальными и озерными песками, алевролитами и глинами, а также морскими песками и алевролитами с фауной моллюсков. Мощность сулинских отложений достигает 18 м. Отнесение осадков к сулинскому горизонту и в изученных обнажениях, и в скважинах достаточно условно. Состав палинологических спектров отражает условия межледниковья, во время которого в районе произрастали елово-березовые леса с участием дуба, граба, вяза, лещины и липы. Но поскольку в спектрах не установлены показательные виды пыльцы среднего плейстоцена (*Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Osmunda claytoniana*), но присутствует пыльца широколиственных пород (*Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp., *Tilia* sp.), которые не отмечается в бызовском межстадиале, отложения отнесены к сулинским (Лосева, Дурягина, 1983, 1987). Это подтверждается и согласным залеганием их в ряде разрезов на вычегодском тилле.

В лайское время (Q_{III}^{2l}) похолодание климата не вызвало распространения ледников в Тимано-Печоро-Вычегодский регион, на территории которого формировались аллювиально-перигляциальные галечники и пески с псевдоморфозами по морозобойным клиньям.

Бызовской межстадиал (Q_{III}^{3bz}) был непродолжительным и достаточно прохладным. В регионе господствовали тундровые и тундрово-степные ландшафты.

Полярный ледниковый горизонт (Q_{III}^{4p}) представлен тиллом, флювиогляциальными и перигляциальными отложениями, которые прослеживаются в верхних частях береговых разрезов и скважин. Мощность полярного горизонта составляет 28 м, а тилла не превышает 10-11 м. Формирование его связано с Пайхой-Новоземельским центром оледенения, на что указывают особенности минерального состава тяжелой фракции тилла, петрографический состав обломочного материала и его ориентировка (Андреичева, 2012). Тяжелую фракцию составляют эпидот, сидерит, пирит и гранат. При почти равных соотношениях пирита и сидерита их суммарное содержание повышено до 40%. Удлиненные обломки в полярном тилле ориентированы субмеридионально по азимуту $350-20^0$. Тилл характеризуется доминирующей ролью обломков карбонатных пород (45-50%), в группе которых преобладают пайхой-новоземельские темноокрашенные известняки и доломиты, местные породы составляют 20%. Постоянно отмечаются единичные обломки руководящих новоземельских розовых мраморовидных известняков ордовик-раннесилурийского возраста.

В процессе деградации полярного оледенения формировались флювиогляциальные и лимногляциальные отложения. Затем наступило очередное потепление – голоцен, ход климатических событий в котором повторяет таковой в неоплейстоцене и выражается в ритмичном чередовании периодов потеплений и похолоданий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований № 15-18-5-41 “Квартер Арктических районов Европейского Северо-Востока России: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография, полезные ископаемые”.

Список литературы:

Андреичева Л.Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. – СПб.: Наука, – 1992. – 125 с.

Андреичева Л.Н. Литология верхне-среднеплейстоценовых тиллов на крайнем северо-востоке Европейской России. Литология и полезные ископаемые. № 3, – 2012. – С. 285-297.

Андреичева Л.Н., Дурягина Д.А. Новые данные по стратиграфии среднего плейстоцена Печорской низменности // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, – 1999. – С. 184-187.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, – 2015. – 224 с.

Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале / Л.В. Акимов, О.С. Набровенков, Н.М. Риндзюнская, Л.Н. Андреичева и др. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, – 1988. – 110 с.

Дурягина Д.А. Климат и растительность чирвинского (лихвинского) межледниковья крайнего Северо-Востока европейской части СССР // Палинологические таксоны в биостратиграфии: Тез. докл. V Всесоюз. палинол. конф. Ч. I. М., – 1985. – С. 71-73.

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена Северо-Востока европейской части России. СПб.: Наука, – 1993. – 124 с.

Кузнецова Л.А. Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань, – 1971. – 122 с.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Палеоботаническое обоснование расчленения кайнозойских отложений Центрального Пай-Хоя // Палеонтология фанерозоя Севера европейской части СССР. Сыктывкар, – 1983. – С. 56-68. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 43).

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Расчленение четвертичной толщи в районе Хайпудырской губы по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // Стратиграфия и палеоэкология палеозоя и кайнозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, – 1987. – С. 4-16. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 62).

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Палеогеографическая обстановка в позднем плиоцене(?)–раннем плейстоцене на Пай-Хое и в бассейне р. Морею // Минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, – 1990. – С. 265-268. (Тр. XI геол. конф. Коми АССР).

**ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ РОССИИ
ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ**

В.И. Астахов^{1,2}, В.К. Шкатова¹, А.С. Застрожнов¹ и М.А. Чуйко¹

¹ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, val-asta@yandex.ru

²Санкт-Петербургский университет, Санкт-Петербург, Россия, val@nb15514.spb.edu

PLEISTOCENE ICE SHEETS OF RUSSIA BASED ON GEOLOGICAL MAPPING

V.I. Astakhov^{1,2}, V.K. Shkatova¹, A.S. Zastrozhnov¹ and M.A. Chuyko¹

¹National Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia

²St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

А.А. Величко уделял пристальное внимание размерам и возрасту древних ледниковых покровов территории России (Величко и др., 1987). Наиболее подробно соответствующий фактический материал, добытый сотнями региональных геологов, излагался в картографических обобщениях ВСЕГЕИ (Ганешин, 1973; Краснов, 2001). Последняя попытка синтеза данных ледниковой геологии по всей Евразии была предпринята по заказу INQUA в коллективной монографии (Ehlers et al., 2011). Она сопровождалась полистными цифровыми картами границ оледенений и главных краевых форм, которые в виде отдельных слоев можно найти на web-сайте <http://booksite.elsevier.com/9780444534477/>. Реконструкцией ледниковых покровов Восточно-Европейской равнины А.А. Величко внес существенный вклад и в эту работу (Velichko et al., 2011).

В настоящее время ВСЕГЕИ выполняет сводку всех материалов по четвертичной геологии России в форме новой карты четвертичных образований масштаба 1:2500 000, впервые в ГИС-формате. Это многолетний проект базируется на данных опубликованных листов Государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 2-го поколения (ГГК-1000/2), а также включает результаты новых листов ГГК-1000 3-го поколения. Поскольку составление и издание карт 3-го поколения – трудоемкий и медленный процесс, приходится ежегодно обновлять макет основной карты четвертичных образований, учитывая новые листы ГГК-1000/3. Основная карта сопровождается базой данных и другими дополнительными материалами.

Ввиду огромных размеров картируемой территории особенно остро стоит вопрос корреляции ледниковых покровов разных регионов. Решение его затруднено неприменимостью большинства геохронологических методов к немym ледниковым толщам. Мы попытались улучшить корреляционные возможности путем картографического прослеживания поверхностных ледниковых образований и границ оледенений по всей территории от берегов Балтики до левых притоков Анабара. Кроме данных ГГК-1000 использованы также цифровые карты из глобальной сводки оледенений (Astakhov, 2011; Ehlers et al., 2011). Для увязки границ на севере и в Сибири применялись космические снимки. Результатом явилась Гляциоморфологическая картосхема территории Российской Федерации в м-бе 1:2 500 000. В сокращенном варианте она публикуется в Quaternary International (Astakhov et al., 2015, Fig.1). Уменьшенная копия этой карты приведена на рис. 1.

Границы оледенений. Ранний неоплейстоцен: в Европейской части – это донское (D), а в Средней Сибири – (L) досамаровское оледенение, предположительно синхронное лебедской морене Енисея (Бобкова, 1982). Средний неоплейстоцен: в Европейской России это московское оледенение Ms, в Сибири самаровское Sm и тазовское Tz оледенения. Поздний неоплейстоцен: W – поздненеоплейстоценовое (вислинское) оледенение, не расчлененное на стадии; W1 – ранневислинское, 80-90 тыс. л.н.; W2 – средневислинское (ранний валдай), 50-60 тыс. л.н.; W3 – поздневислинское оледенение (классический валдай), 30–11 тыс. л.н.



Рис. 1. Гляциоморфологическая картосхема территории Российской Федерации (Astakhov et al., 2015).

Таблица. Корреляция фаз отступления последнего скандинавского ледника (по данным Малаховский, Марков, 1969; Чеботарева, 1977; Ekman & Iljin 1991; Saarnisto & Saarinen, 2001; Larsen et al., 2006; Böse et al., 2012; Marks, 2012; Kalm, 2012; Lasberg & Kalm, 2013)

<i>Тыс. л.н.</i>	Германия	Польша	Литва	Латвия и Эстония	Ленинградская, Новгородская, Псковская, Тверская обл.	Карелия, Мурманская, Архангельская, Вологодская обл.	Финляндия
<i>11,3 11,8 12,5</i>						калевала II+III	сальпаусселькя III
						ругозерская	сальпаусселькя II
							сальпаусселькя I
				паливере			
<i>13-14</i>				пандивере	невская (?)	сямозерская (кейва I)	
<i>14-15</i>		южно-средняя банка	северо-литовская	линкува, ханья	лужская	карельская (кейва II)	
		слупская банка	средне-литовская	гульбене	крестецкая	кенозерская	
<i>16-17</i>	мекленбург/герсвальдер	гардно	южно-литовская	дагда			
<i>17-18</i>	померания	померания	балтийская	максимальная фаза	вепсовская	валдайский максимум (восточный)	
<i>18-21</i>	франкфурт	познань	груда – неманский максимум		едровская – валдайский максимум		
<i>21-24</i>	бранденбург – вислинский максимум	лешно – вислинский максимум					

Наибольшие по сравнению с предшествующими сводками ВСЕГЕИ изменения внесены в конфигурацию и корреляцию позднелепистоценовых ледниковых образований. На северо-западе Европейской России новейшие исследования не подтвердили данных в пользу Скандинавского ледникового покрова начала позднего лепистоцена, показанного на старых картах в виде калининского оледенения. На нашей карте оставлены только контуры позднелепидайского (позднелепидинского) ледника по материалам Госгеолкарты 1000/3.

Мы находим почти все (кроме невской) субконцентрические зоны краевых ледниковых образований, описанные при геологической съемке как «стадии» (Малаховский, Марков 1969). Однако хронологический объем этих краевых зон не выходит за рамки фаз отступления, т.е. кратковременных задержек края ледника, примерно как это интерпретировано в Атласе-монографии (Герасимов, Величко, 1982). Теперь последовательность фаз отступления подтверждена хронометрически, особенно за границей России, где из краевых зон получено множество радиоуглеродных и космогенно-бериллиевых дат. В таблице показаны современные данные по хронологии отступления последнего скандинавского ледника. Промежуток в 6-7 тыс. лет от лепидайского максимума до морен сальпаусселькя совершенно недостаточен для крупных колебаний фронта льда стадийного ранга, что следует из пространственно-временного графика, построенного по радиоуглеродным данным (Lasberg & Kalm, 2013). Таблица показывает последовательное омоложение максимального выдвигания фронта Скандинавского ледника на северо-восток от бранденбургских морен около 24 тыс. л.н. (Böse et al., 2012) до края льда в Архангельской области 17-18 тыс. л.н. (Larsen et al., 2006).

На севере Европейской России и Сибири показаны контуры двух стадий последнего оледенения, отнесенных к раннелепидинскому и среднелепидинскому этапам западноевропейской шкалы (W1 и W2 на карте). Возраст примерно определен оптико-люминесцентным датированием: первой стадии в низовьях Печоры и Оби и на севере Таймыра (Svendsen et al., 2004; Астахов, Назаров, 2010; Möller et al., 2015), второй стадии на Енисее (Астахов, Мангеруд, 2014). К востоку от Белого моря не подтвердились прежние реконструкции позднелепидайского оледенения: аналоги классического лепидая на северных равнинах, не обнаружены (Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007; Астахов, Назаров, 2010). Их замещает мощный перигляциальный покров песков и лессовидных алевроитов с прослоями солифлюксия и археологическими стоянками (Astakhov, 2014). Даже в Уральских горах ледники последнего холодного интервала 30–11 тыс. л.н. имели крайне незначительные размеры (Mangerud et al., 2008). Контуры позднелепидайских льдов на плато Путорана (рисунок) – всего лишь гипотеза.

Важный для корреляции результат получен картированием ледниковых комплексов на севере Урала. В горах не обнаружено признаков самостоятельной ледниковой шапки. Южнее надвинувшегося с шельфа на Полярный Урал до 67°с.ш. ледникового покрова первой стадии позднего лепистоцена развивались в основном булавовидные горно-долинные ледники. Только на западе Приполярного Урала на 64–65° с.ш. они сливались в предгорный покров. На восточном, подветренном склоне этого горного массива позднелепистоценовые ледниковые формы отсутствуют. Существенно, что крупные моренные дуги, которые ранее картировались на восточном пьедмнте Полярного Урала как позднелепистоценовые, не имеют аналогов на более гумидном западном склоне. Это значит, что они не могут относиться к последнему оледенению Урала. По всей видимости, эти морены оставлены транзитным среднелепистоценовым ледником Печорского бассейна, разгружавшимся выводными ледниками через трансуральские долины (Астахов, 2015).

В меньшей степени изменены границы древних оледенений. Остается не вполне ясной корреляция ледникового максимума Сибири с европейскими границами: пока принята традиционная датировка самаровского оледенения эпохой МИС 8. Аналогично, донские морены не имеют аналога на поверхности Западной Сибири. Мы лишь немного расширили площади распространения этих ледников на основании находок равнинных морен на Среднем Урале.

Гляциоморфологическая картосхема, впервые составленная на огромную территорию России в масштабе 1:2 500 000 с использованием Госгеолкарт 1000/2 и 1000/3 может служить основой при дальнейшем обсуждении ледниковых событий последних 600 тыс. лет.

Список литературы

Астахов В.И. Последнее оледенение на севере Урала: возраст и распространение. Мат-лы IX Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Ин-т географии СО РАН, Иркутск, 2015, с. 33–35.

Астахов В.И., Мангеруд Я. К хронологии последней ледниковой эпохи в низовьях Енисея. ДАН, 2014, т. 455, № 1, с. 48–51.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера. Региональная геология и металлогения, 2007, № 30–31, с. 190–206.

Астахов В. И., Назаров Д. В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование. Региональная геология и металлогения, 2010, № 43, с. 36–47.

Бобкова З.С. Государственная геологическая карта СССР, м-б 1:1 000000, (нов. серия), лист Q-48,49 (Тура). Карта четвертичных отложений. ВСЕГЕИ, Л., 1982.

Величко А.А., Исаева Л.Л., Фаустова М.А., ред. Четвертичные оледенения на территории СССР. М., Наука, 1987, 118 с.

Ганешин Г.С., ред. Карта четвертичных отложений СССР, м-б 1:2500000. ВСЕГЕИ, Л., 1973, 16 л.

Герасимов И.П., Величко А.А., ред. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. Наука, М., 1982, 156 с. и 15 карт.

Краснов И.И., ред. Карта четвертичных образований России, м-б 1:5000000. ВСЕГЕИ, СПб, 2001, 4 л.

Малаховский Д.Б., Марков К.К., ред. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. Наука, Л., 1969, 256 с.

Чеботарева Н.С., ред. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. Наука, М., 1977, 143 с.

Astakhov V. Ice margins of northern Russia revisited. Quaternary glaciations – a closer look. Developments in Quaternary Science, vol. 15, 2011. Elsevier, Amsterdam, p. 323–336.

Astakhov V. The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. Quaternary Science Reviews, 2014, vol. 92, p. 388–408.

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. Quaternary International, 2015, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>.

Böse M., Lüthgens C., Lee J. R., Rose J. Quaternary glaciations of northern Europe. Quaternary Science Reviews, 2012, vol. 44, p. 1–25.

Ehlers J. Gibbard P.L. and Hughes P.D., eds. Quaternary glaciations – extent and chronology: a closer look. Developments in Quaternary Science, 2011, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, 1108 pp.

Ekman I. & Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and the adjacent areas. Eastern Fennoscandian End Moraines. Geological Survey of Finland, Guide 32, 1991, p. 73–99.

Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. Quaternary Science Reviews, 2012, vol. 44, p. 51–59.

Larsen E., Kjaer K., Demidov I. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. Boreas, 2006, vol. 35(3), p. 394–424.

Lasberg K. & Kalm V. Chronology of Late Weichselian glaciation in the western part of the East European Plain. Boreas, 2013, vol. 42, p. 995–1007.

Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today. Quatern. Sci. Revs, 2008, vol. 27, p. 1047–1057.

Marks L. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. Quaternary Science Reviews, 2012, vol. 44, p. 81–88.

Möller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C. The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e-2). Quaternary Science Reviews, 2015, vol. 107, p. 149–181.

Saarnisto M. & Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega to the Salpausselkä end moraines. Global and Planetary Change, 2001, vol. 31(1–4), p. 387–405.

Svendsen J. I., Krüger L. C., Mangerud J., Astakhov V. I., Paus A., Nazarov D., Murray A. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5-2. Quaternary Science Reviews, 2014, vol. 92, p. 409–428.

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. Glaciations of the East European Plain: distribution and chronology. Quaternary glaciations – a closer look. Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, Amsterdam, 2011, p. 337–359.

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ (ОБ АТЕЛЬСКОЙ РЕГРЕССИИ И ХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЯ)

Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: badyukova@yandex.ru

THE SIGNIFICANCE OF GEOMORPHIC ANALYSIS FOR THE INTERPRETATION OF PALEOGEOGRAPHIC EVENTS (ON THE ATELIAN REGRESSION AND KHVALYNIAN TRANSGRESSION OF THE CASPIAN SEA)

E.N. Badyukova

Moscow State University, Faculty of Geography

Основу современной стратиграфической схемы побережий Каспийского моря составляют представления П.А. Православлева, которые он излагал в своих работах более 100 лет назад. В дальнейшем многие известные исследователи данного региона вносили свои добавления, уточняя и детализируя слои и границы между ними в наиболее полных и достоверных разрезах. К настоящему времени накоплен большой массив данных, в основном по разрезам в Нижнем Поволжье и в Дагестане. Однако, несмотря на это, большой новый фактический материал не способствовал выработке единых представлений об истории трансгрессивно-регрессивных циклов Каспия в плейстоцене-голоцене.

Сравнительно большой массив датировок также не внес ясности в данную проблему. Так, например, по-прежнему существуют большие разногласия о времени и глубине ательской регрессии, о существовании гирканской трансгрессии, о возрасте раннехвалынской трансгрессии. Ведутся споры о енотаевской регрессии и о присутствии ее отложений на подводном склоне Северного Каспия и на Мангышлакском пороге. Есть примеры, когда одна и та же толща разными исследователями относится к разным стратиграфическим свитам. Фациальная и литологическая изменчивость отложений в разрезах приводит к еще большим разночтениям, которые еще возрастают при корреляции свит и слоев в волжских разрезах Нижнего Поволжья.

По мнению исследователей в плейстоценовой истории Каспия достоверно выделяются следующие крупные трансгрессивные эпохи - бакинская, раннехазарская и хвалынская. Они разделены глубокими и продолжительными регрессиями, когда шло накопление континентальных, аллювиальных и пролювиальных отложений. Залегают они, как, правило, с резким контактом на нижележащих отложениях и перекрыты (также с резким контактом) морскими песками с малакофауной или лагунными суглинками и глинами с песчаными прослоями. В последних нередко наблюдается малакофауна.

Изучение истории развития Каспийского бассейна, и, в частности, Северного Каспия невозможно без обращения к вопросу генезиса и возраста шоколадных глин (ШГ), занимающих здесь значительные площади, залегающих практически с поверхности вплоть до береговой линии позднехвалынского моря и являющихся отличительной и характерной фацией хвалынских отложений. Многими исследователями ШГ считаются глубоководными отложениями, а их возраст принимается за раннехвалынский. Поэтому нахождение раковин моллюсков в песчаных прослоях среди шоколадных глин дает возможность авторам априори считать их раннехвалынскими.

Нами был проведен анализ имеющихся литературных данных о возрасте и месте взятия верхне- и нижнехвалынских образцов. Выяснилось, что все образцы, возраст которых согласно датировкам (по ^{14}C и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) является раннехвалынским, были отобраны в интервале отметок от –18 м абс. до +10...+15 м абс. На более высоких отметках из нижнехвалынских отложений (вплоть до 32 м абс.) были отобрано и продатировано только несколько образцов раковин моллюсков на побережьях Azerbaijan и Дагестана. Места взятия образцов позднехвалынского возраста располагаются в интервале высот от –21 м до 0 м, т.е. ниже- и верхнехвалынские отложения в Северном Прикаспии почти не разделяются не только по возрасту, но и по своему гипсометрическому положению.

В опубликованных ранее статьях автором делался вывод о лагунном происхождении ШГ, этих характерных отложений, возраст которых расположен в широком диапазоне (Бадюкова, 2000), поэтому здесь приведем лишь коротко основные положения о генезисе ШГ. Они часто лежат линзами и резко выклиниваются. В них много песчаных прослоев, в которых часто встречаются раковины моллюсков, предпочитающих жить в солоноватых или пресных водах на мелководье. ШГ залегают почти на поверхности под почвами, непосредственно на субаэральных, озерных, аллювиальных, дельтовых, а также на прибрежно-морских отложениях.

Иногда в подошве ШГ, где наблюдается четкий фациальный переход от нижележащих отложений к ШГ, встречаются корни тростников. По устному сообщению проф. Д. Хусейнова (Институт геологии Azerbaijanской Национальной Академии Наук) в рамках проекта INTAS в геохимической лаборатории Утрехтского университета (Нидерланды) были получены следующие результаты анализов ШГ. Во-первых, низкие значения водородного и высокие значения кислородного индексов, что однозначно говорит о континентальном типе исходного органического вещества (ОВ). Во-вторых, в ШГ очень мало ОВ, что указывает на окислительно-мелководные условия и высокую гидродинамику среды. На мелководность бассейна, где господствовали окислительные процессы, указывает и большое количество гидроокислов железа, которые придают характерную окраску отложениям.

Принимая ШГ за лагунные отложения надо объяснить их столь широкое распространение на поверхности – почти во всех разрезах вплоть до позднехвалынской береговой линии около 2-0 м абс., а это сотни км. Известно, что на фоне общего понижения уровня Каспия происходили его положительные осцилляции, которые оставили в рельефе стадильные береговые линии. Исследования показали, что развитие берега при трансгрессии зависит от сочетаний уклонов прибрежной затапливаемой равнины и подводного берегового склона при выработанном профиле равновесия (Бадюкова, Соловьева, 2003). Образование лагуны возможно лишь на тех участках, где первичные уклоны суши, на которую трансгрессирует море, меньше уклонов приустьевой полосы дна. Именно такая ситуация была в Северном Прикаспии, где многочисленные трансгрессивно-регрессивные этапы привели к выколаживанию прибрежного рельефа.

Лагуна образуется на поверхности бывшей регрессивной террасы, поэтому в трансгрессивной серии морских осадков лагунные образования подстилаются более древними отложениями, причем с резким несогласием. В результате положительных осцилляций формировались серии больших лагун, отделенных барьерами. При унаследованном развитии береговых процессов многократные колебания уровня моря могут привести к такой ситуации, когда приморская равнина будет представлять собой серию последовательно расположенных друг к другу лагунно-трансгрессивных террас (рис. 1). В лагунах, лежащих на все более низких гипсометрических отметках, накапливались шоколадные глины, а морские песчаные отложения фиксировали бывшие береговые линии. Важно отметить, что отложения, которые формируются в лагунах, залегают со стратиграфическим несогласием на отложениях различного генезиса и возраста, наблюдается четкая граница между лагунными и нижележащими отложениями, причем это несогласие далеко не всегда означает размыв.

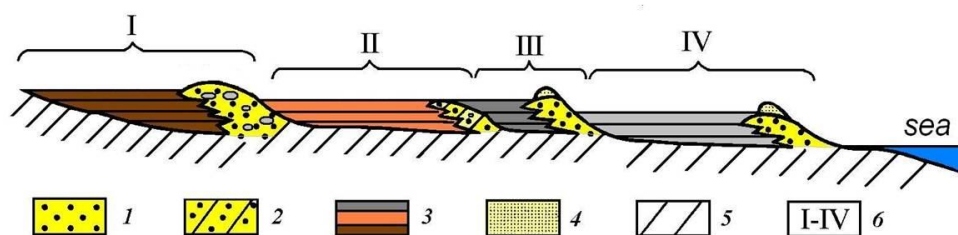


Рис.1. Образование лагунно-трансгрессивных террас. 1 - отложения берегового бара; 2 - захороненный бар; 3 - лагунные отложения; 4 - эоловые пески; 5 - подстилающие отложения; 6 - серия лагунно-трансгрессивных террас

Таким образом, в береговой зоне Каспия, неоднократно менявшего свой уровень, нельзя коррелировать отложения, вскрытые в обнажениях и скважинах, расположенных вкрест простирания древних береговых линий, так как в этом случае есть большая вероятность ошибочно принять за единую толщу отложения разных серий лагунно-трансгрессивных террас, сформировавшихся во время самостоятельных трансгрессий на различных гипсометрических отметках.

Однако данное обстоятельство не принимается во внимание при изучении разрезов на побережье Каспия, и как обычно при геологических исследованиях, проводится корреляция свит и слоев в разрезах. Так, лессовидные суглинки, венчающие многие разрезы, принимаются за единые ательские суглинки, фиксирующие глубокую регрессию между хазарской и раннехвалынкой трансгрессией.

Детальное изучение литературных источников и полевые исследования показали, что ни в одном из разрезов в Северном Прикаспии нет серии хвалынских морских трансгрессивных толщ. Хвалынские отложения залегают только в кровле разрезов, фиксируя поэтапное снижение уровня моря. Причем залегают они последовательно на все более молодых аллювиально-дельтовых песчаных пачках – ахтубинских песках, черноморских песках, песках в карьере у Цаган-Амана и др.

Все вышесказанное позволило прийти к следующим выводам, которые тесно связаны друг с другом и подкрепляются конкретными литературными и полевыми материалами: 1) была одна крупная, протяженная во времени хазарская трансгрессия с осцилляциями, т.е. на фоне генерального подъема уровня были его незначительные падения, когда в береговой зоне устанавливался континентальный режим. Уровень трансгрессии был около 50 м или даже в ряде районов превышал его. Так О.К. Леонтьев и др. (Леонтьев, 1977) подчеркивали, что позднехазарские террасы расположены выше раннехвалынских и образуют наклонную прибрежную равнину.

Все исследователи отмечали, что на берегах Каспия в это время был очень активный волновой режим, а воды были существенно опреснены. Это была великая хазарская трансгрессия, которая в значительной степени обязана перетоку вод из Западной Сибири. Кстати П.В. Федоров (Федоров, 1957), описывая восточное побережье, подчеркивал, что наблюдаются целые глыбы (до 1 м) палевых песчаных глин с ненарушенной слоистостью, которые встречаются от Челекена и далее вверх по Узбою. Характер обломков и глыб глин с ненарушенной структурой указывает, по его мнению, на кратковременность катастрофического потока, причем наличие *Corbicula fluminaris* говорит о том, что поток был речного характера.

Между хазарскими и хвалынскими отложениями в Нижнем Поволжье залегают аллювиальные и озерно-болотные отложения, на западном побережье – мощные аллювиально-пролювиальные толщи (например, до 20 м у Манаса). На восточном берегу, хвалынские отложения залегают на лессовидных суглинках или непосредственно на хазаре. По нашим представлениям, на Нижней Волге после хазарской трансгрессии было падение уровня моря (вероятно, около 10-20м) и формирование первой аллювиальной пачки, т.е. ахтубинских песков. Субэаральный период был длительным – сформировалась серия почв и лессовидные суглинки (атель).

Затем произошел подъем уровня и образование лагуны на поверхности субэвальных суглинков, в ней – ШГ. Подъем в очередной раз сменился падением и образованием очередной песчаной толщи – черноморских песков, перекрытых лессовидными, но уже не ашельскими, а более молодыми суглинками. И вновь падение уровня было неглубоким. Черноморские пески при последующей осцилляции были перекрыты маломощными хвалынскими отложениями. Такой ход событий продолжался вплоть до енозавской регрессии, когда на значительное падение уровня моря указывает смена типов берегов при последующем подъеме. Последнее происходит при смене сочетаний углов приморской равнины и подводного склона, т.к. глубокая регрессия обнажает более крутой подводный склон.

Следует отметить, что во время последующей позднехвалынской трансгрессии образовался эстуарий, который протягивался вплоть до сел. Средняя Ахтуба. В настоящее время здесь расположены многочисленные протоки и озера. Следовательно, большой массив абсолютных датировок отложений из разрезов вдоль Нижней Волги (^{14}C и OSL) следует относить к не к раннехвалынскому времени, а к позднехвалынской трансгрессии.

Таким образом, не было глубокой ашельской регрессии и вслед за ней – Великой Хвалынской трансгрессии. Последняя была непосредственно после позднехазарской трансгрессии. Ее уровень незначительно превышал уровень хазарской трансгрессии. Хвалынская трансгрессия является, по сути, поэтапной регрессией хазарской трансгрессии на фоне положительных осцилляций уровня Каспия.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-17-10103

Список литературы:

Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25-31.

Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Лагунно-трансгрессивные террасы // Геоморфология. 2003. №3. С. 36-43.

Леонтьев О.К., Маев. Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. 1977. Изд-во МГУ. 208 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Известия АН СССР. М. 1957. 296 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ НА НЕКОТОРЫХ УЧАСТКАХ ПОБЕРЕЖЬЯХ ЮГО-ВОСТОКА И ВОСТОКА БАЛТИКИ

Е.Н. Бадюкова, Л.А. Жиндарев, С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
badyukova@yandex.ru

PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS AT SELECTED SITES OF THE SOUTH- EAST AND EAST BALTIC SEA COAST

E.N. Badyukova, L.A. Zhindarev, S.A. Lukyanova, G. D. Solovieva

Moscow State University, faculty of geography

Геоморфологическое строение аккумулятивных барьерных образований, окаймляющих значительные участки морских побережий, не оставляет сомнений в тесной связи причин и этапов их формирования с изменениями уровня моря. Такая зависимость прослеживается и при анализе строения песчаных барьеров юго-восточной Балтики – Куршской и Вислинской кос. При этом колебаниями уровня моря определяется не только возникновение морского основания этих гигантских аккумулятивных форм, но и моделировка их рельефа эоловыми процессами, несомненно, играющими решающую роль в формировании современного облика кос.

Большинство отечественных и зарубежных исследователей сходится во мнении, что оформление рельефа береговой зоны описываемого побережья происходило под влиянием послеледниковой литориновой трансгрессии, начавшейся здесь около 8000-7500 лет назад, а оптимальным временем для возникновения серии морских приустьевых баров, явившихся ядром современных кос, был период среднего голоцена около 5500-6500 лет назад. Основными предпосылками этого события явилось обилие аллювиального материала в авандельтах рек, впадающих в юго-восточную часть Балтики, а также падение скорости подъема уровня моря в период т.н. голоценового оптимума. Именно тогда произошло расширение площади узких трансгрессивных баров за счет причленения к ним регрессивных террас. В дальнейшем на фоне общего голоценового повышения уровня моря отмечаются кратковременные периоды его падения и стагнации, с которыми связано неоднократное последующее формирование и затопление серий баров и сопряженных с ними лагун (Бадюкова и др., 2008). Такой процесс отмечается на многих берегах мира, что подтверждается присутствием лагунных отложений на шельфе различных морей. Это говорит о глобальном характере явления баро- и лагунообразования для голоценовой истории морских побережий. Однако, не только литологические особенности шельфовых отложений свидетельствуют о неоднократных изменениях положения уровня моря. Не вызывает сомнения тот факт, что зональное строение аккумулятивных береговых барьеров также отражает характер его голоценовых колебаний.

Анализируя рельеф Куршской и Вислинской кос, необходимо отметить, что в настоящее время исключительно морской генезис может иметь современный морской пляж, а лагунно-морской – заливный пляж и небольшая по ширине призаливная терраса. Последняя фрагментарно обрамляет лагунные берега обеих кос и имеет высоту не более 1,5 м. Формирование низкой призаливной террасы приурочено, по всей вероятности, к одной из стадий молодой лимниевой трансгрессии Балтийского моря. Ее высокие фазы датируются следующим образом: первая – 3600-3400 л.н., вторая – 2500-2200 л.н., третья – около 1000 л.н. (Кункас, 1970; Vitinas et al., 2004). По-видимому, средняя либо последняя из них ознаменовалась незначительным превышением уровнем моря его современного положения.

Наиболее широко низкая молодая призаливная терраса распространена на Вислинской косе, образуя выступающие в залив мысы, ограниченные со стороны косы высокой дюной. Их поверхности покрыты, как правило, камышовой растительностью и влажными ольховыми лесами. Очевидным доказательством присутствия вдоль морского края Вислинской косы древней береговой линии, связанной с подъемом уровня моря, является береговой вал, прослеживающийся в строении морского уступа в районе поселка Коса. Бережная часть вала погребена под эоловыми отложениями, а мористая вскрывается в абразионном клифе, протягивающемся в этой части косы на несколько километров. Высота бровки берегового уступа варьирует от 2 до 4,0 м над уровнем моря, тыловой шов пляжа, примыкающего к подошве уступа, расположен на 1.5 м над у.м.. Выше него в клифе обнажается примерно 1 м светло-серых разнотернистых слоистых песков с включениями галек, отдельных двустворчатых раковин и мелких гастропод (рис. 1, слой I). Облик песков и характер их залегания не оставляет сомнений в их морском генезисе. Верхняя часть разреза занята эоловыми песками, мощность которых в месте описываемого обнажения составляет 1 м.

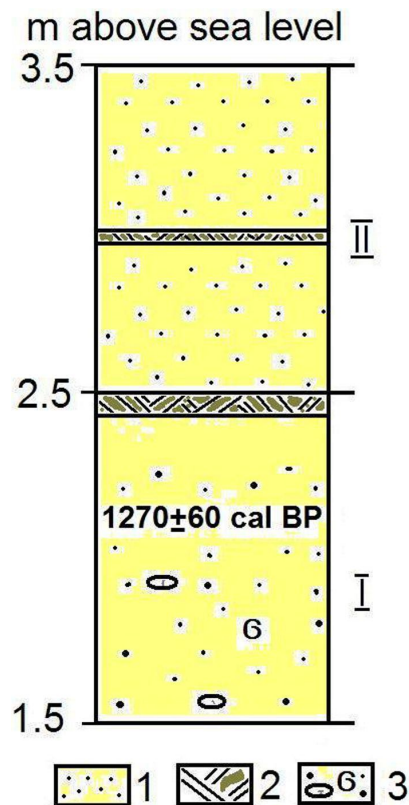


Рис. 1. Разрез у пос. Коса.

1 - эоловый песок; 2 - палеопочвы; 3 - пляжевые пески

Контакт золотых песков с темными суглинками четкий. В средней части песчаного слоя наблюдается прослой серо-черной палеопочвы (рис.1, слой II). По образцам раковин моллюсков из морских отложений, слагающих нижнюю часть берегового уступа, была получена ^{14}C датировка 1270±60 лет (ЛУ-6129). К этому времени относится один из последних пиков лимниевой трансгрессии, характеризовавшийся превышением уровня моря, судя по геоморфологическим данным, около 0,5 м.

Также на морском берегу кос признаком этого превышения уровня моря могут служить прибрежно-морские галечники, присутствующие в некоторых дефляционных котловинах в виде галечной отмости, выстилающей их днища. Полоса котловин приурочена к зоне наиболее активного развевания прибрежных песков и расположена непосредственно за авантюной. Галечники фиксируют положение древнего берегового вала, изначально засыпанного песком, а затем вскрытого современными процессами дефляции. Высотное положение галечников несколько превышает современный уровень моря (на 1,5 – 2 м).

Описанные факты присутствия прибрежно-морских галечников среди золотых отложений позволяют предполагать наличие вдоль морского края Куршской косы древней береговой линии, что подтверждается и характером рельефа на участке дюн Мюллера. Их склоны, обращенные к морю аномально круты, что явно не свойственно наветренным склонам золотых образований. На присутствие древней береговой линии указывают и археологические исследования, авторы которых связывают ее с эпохой викингов (Кулаков и др., 2003). В это же время функционировал пролив Брокст. Скорее всего, все описанные выше геоморфологические признаки более высокого положения уровня моря, чем нынешний, относятся к одному и тому же периоду времени и соответствуют одному из поздних пиков последней лимниевой трансгрессии.

Интересным представляется вопрос о связи колебаний уровня моря с формированием золотого рельефа, который широко развит на поверхности аккумулятивных песчаных барьеров. Выявлено, что золотый материал прослеживается в уступах размыва и по материалам бурения, по крайней мере, до отметок -1,5 – -2 м абс. Это обстоятельство позволяет утверждать, что формирование золотых осадков рассматриваемых кос началось при уровне моря ниже современного на 3-4 м. Закономерности развития золотых аккумулятивных форм на морском берегу справедливо рассматриваются их исследователями в тесной связи с характером береговых процессов (Соколов, 1884; Ульст, 1959). Последний же в большой степени определяется относительными колебаниями уровня водоема, которые таким образом влияют на интенсивность золотых процессов в береговой зоне и вызывают многообразие золотого рельефа. Его размах определяется, прежде всего, трансгрессивно-регрессивными изменениями положения уровня моря. Формирование как непосредственно береговых, так и золотых прибрежных образований происходит либо при подъеме, либо при падении уровня. Относительная его стабилизация – частный и, по-видимому, непродолжительный этап.

Эволюция двух крупных аккумулятивных форм – Куршской и Вислинской кос - имеет много общего. Главным является то, что моделирование и оформление их в современном виде связано, прежде всего, с последующими колебаниями уровня моря, четко фиксирующимися в продольно-зональном строении кос. При этом основное увеличение площади барьерных форм происходило в регрессивные периоды в результате формирования широких равнин «пальве», являющихся, по сути, регрессивной террасой, осложненной серией низких авантюн. Скорее всего, оптимальным временем для этих процессов был период среднего голоцена (5,5-6,5 тыс. л.н.), когда скорость подъема уровня моря уменьшилась, а количество и крупность песчаного материала в береговой зоне достигли оптимальных величин для его золотой переработки. Анализ современного рельефа кос позволяет отметить следы, по крайней мере, трех смен различных режимов моря в истории их развития. Именно чередование продольно вытянутых дюнных формирований и разделяющих их более низких равнин пальве отражает в рельефе кос трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря.

При падении уровня моря образуется регрессивная терраса с серией береговых валов, которые, по мере их выхода из сферы влияния морского волнения, надстраивались низкими авантюнами (высотой до 3-5 м). Каждая последующая, более молодая авантюна, перехватывая песок, поступающий с пляжа, лишает предыдущую питания. В результате верхние горизонты отложений, слагающих эту регрессивную террасу, имеют эоловый генезис, что подтверждается аналитическими исследованиями авторов, а нижние горизонты представлены морскими осадками береговых валов. Именно такое строение характеризует равнины «пальве», занимающие центральную часть Куршской и Вислинской кос. Они осложнены четко выраженными в рельефе невысокими песчаными грядами, вытянутыми вдоль простирания кос и отдельными параболическими дюнами.

В процессе наступания моря на поверхности, сложенные рыхлыми отложениями (флювиогляциального, речного, морского или эолового генезиса) возникают условия для максимального выноса материала, в том числе и песчаного, к урезу. Особенно интенсивный размыв наблюдается при достижении урезом подножья регрессивных авантюн. Это ведет к активному развитию эоловых процессов и созданию прибрежных дюн. Песок поступает на авантюну, а затем сдувается с нее, либо он устремляется в коридоры, рассекающие авантюны, формируя огромные песчаные языки, выдвинутые вглубь кос. Так или иначе, происходит вынос песка, и из него на суше, за авантюной образуются параболические дюны, которые, сливаясь, образуют вытянутые вдоль простирания берега мощные песчаные валообразные дюны. Чем больше песчаного материала выносятся на пляж, тем больше относится его ветром вглубь суши и тем более мощные дюны формируются на берегу.

Несмотря на большое влияние антропогенного фактора на развитие ландшафтов Куршской и Вислинской кос, подъем уровня моря, по нашему мнению, является главным фактором увеличения интенсивности аккумулятивных эоловых процессов на песчаных берегах этих крупных барьерных форм. Не вырубка лесов и антропогенная нагрузка привели к образованию высоких дюнных гряд на Куршской и Вислинской косах. Ведь для их образования нужны новые огромные массы песка, и, конечно, они не могли образоваться в результате только лишь развевания уже имеющейся эоловой поверхности. Именно на трансгрессивные этапы колебаний уровня моря приходились здесь стадии формирования крупных эоловых форм рельефа прибрежных дюн. Очередной и последний раз новые массы песка пришли с пляжа, и было это при подъеме уровня моря в XVIII- XIX веках.

В настоящее время наблюдается глобальный тренд дестабилизации дюнных массивов на большинстве побережий Мира. Причем речь идет не об интенсивной антропогенной нагрузке, способствующей разрушению дюн, и не об отдельных котловинах выдувания, свойственных и стабильным дюнам. Активное продвижение песка происходит, несмотря на то, что их пытаются всячески охранять. Основной причиной такого глобального процесса, вероятно, является современное потепление климата и связанный с этим подъем Мирового океана.

Список литературы:

Бадюкова Е. Н., Жиндарев Л. А., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. Барьерно-лагунные системы юго-восточной Балтики // Океанология. 2008. Т.48. №3. С. 641-647.

Кулаков В.И., Жиндарев Л.А., Волкова И.И. Опыт палеогеографической реконструкции поселения викингов // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия. М.: НИИ-Природа, 2003. С. 95-106.

Кунскас З. По поводу развития залива Куршю-Марес, дельты реки Нямунас и прибрежных болот // История озер. Вильнюс: Пяргале, 1970. С.391-411.

Соколов Н.А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. Спб., 1884 С.236.

Ульст В.Г. К вопросу о закономерностях развития эоловой аккумуляции на морском берегу // Тр. Океаногр. Ком. 1959. Т.IV. С.91-100.

Bitinas A., Damusyte A. Littorina sea at the Lithuanian maritime region // Polish geological institute Special Papers, 2004. V.11. P.37-46.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА

В СТЕПЯХ ДАУРИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)

О.И. Баженова, Д.В. Кобылкин, А.А. Черкашина

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

bazhenova@irigs.irk.ru

CYCLICITY OF THE HOLOCENE GEOMORPHOLOGICAL EVENTS IN DAURIAN STEPPES (CENTRAL ASIA)

O.I. Bazhenova, D.V. Kobylkin, A.A. Cherkashina

V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Цикличность процессов – одна из важных закономерностей экзогенного рельефообразования. Особенно ярко она проявляется в районах со сложной временной организованностью геосистем. Как показали многолетние комплексные географические исследования на Харанорском стационаре, к таким районам относится Даурская степь в Юго-Восточном Забайкалье. В первом приближении степные ландшафты Даурии следует считать аналогом холодных перигляциальных степей плейстоцена. Это сходство было отмечено Ю. Г. Симоновым (1962), подчеркнувшим специфику современного рельефообразования района. В функционировании систем здесь отмечаются внутривековые циклы продолжительностью 27–35 лет, которые контролируются ходом атмосферного увлажнения (Баженова, 2007). В соответствии с этими циклами меняется площадь водного зеркала озер. Циклы хорошо выделяются и по колебанию уровней озер, представляющих естественную разностную интегральную кривую изменения увлажнения территории степного Забайкалья и сопредельных районов Монголии и Китая.

Особенно хорошо цикличность проявляется в многолетних изменениях уровня крупнейшего водоема российской части Даурии – бессточного оз. Барун-Торей, с которыми хорошо согласуется изменение площади водного зеркала оз. Хара-Нур. В экстремально влажные 1962–1963 гг. уровень озер был максимальным, площадь оз. Хара-Нур превышала 6 км². В последующие годы происходило сокращение площади озер, достигшее минимума в 1982 г. Затем началось наполнение озерных котловин. Уровень оз. Барун-Торей повышался вплоть до 1998 г. Далее в озерах началось понижение уровня воды, которое продолжалось до конца первого десятилетия XXI в. и завершилось практически полным высыханием озер. Выявленные циклы изменения увлажненности территории определяют частоту, последовательность и продолжительность внутривековых смен динамических фаз рельефообразования бессточных озерных бассейнов.

В пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза), когда все элементы системы характеризуются автономным развитием. В это время происходит интеграция вещества, его подготовка к последующему выносу. В подготовке вещества большую роль играют криогенные и зоогенные процессы, значительно разрыхляющие верхние горизонты отложений, ослабляющие связи между отдельными частицами грунта и повышающие их подвижность, подверженность смыву и дефляции. Подготовленный к движению материал доставляется и накапливается на отдельных участках (делювиальных шлейфах, наледных полянах, береговых валах и др.), с которых в последующие экстремальные фазы происходит залповый вынос вещества. При этом наблюдается упорядоченное во времени чередование максимального воздействия процессов на верхние (дефляция) и нижние (эрозия временных водотоков) ярусы рельефа.

Преобразование (дефляционное выравнивание) верхних ярусов происходит во время экстремальной аридной фазы, а расчленение днищ падей и формирование конусов выноса в озерной котловине свойственно перигляциальной фазе. В целом вещество и энергия передаются от одного элемента системы к другому в форме пульсаций. Эти постоянные пульсации и составляют суть иерархически организованного механизма

рельефообразования. Механизм сочетает в себе черты аридного и перигляциального рельефообразования в условиях непосредственного соседства криогенной и аридной морфоклиматических зон. Вместе с тем он отличается устойчивостью, так как установлен не только современными многолетними наблюдениями, но обнаруживается в строении опорных разрезов голоценовых отложений.

Полевые исследования выполнялись в 2013-2015 гг в бассейнах оз. Хара-Нур, Зун – и Барун-Торей, в падах временных водотоков (Крементуй, Веснянка, Нарин-Кундуй), в долинах р. Ималка, Онон и Буйлэсан (рис. 1). Детально исследованы разрезы озерных, аллювиальных, пролювиальных и эоловых отложений голоцена.

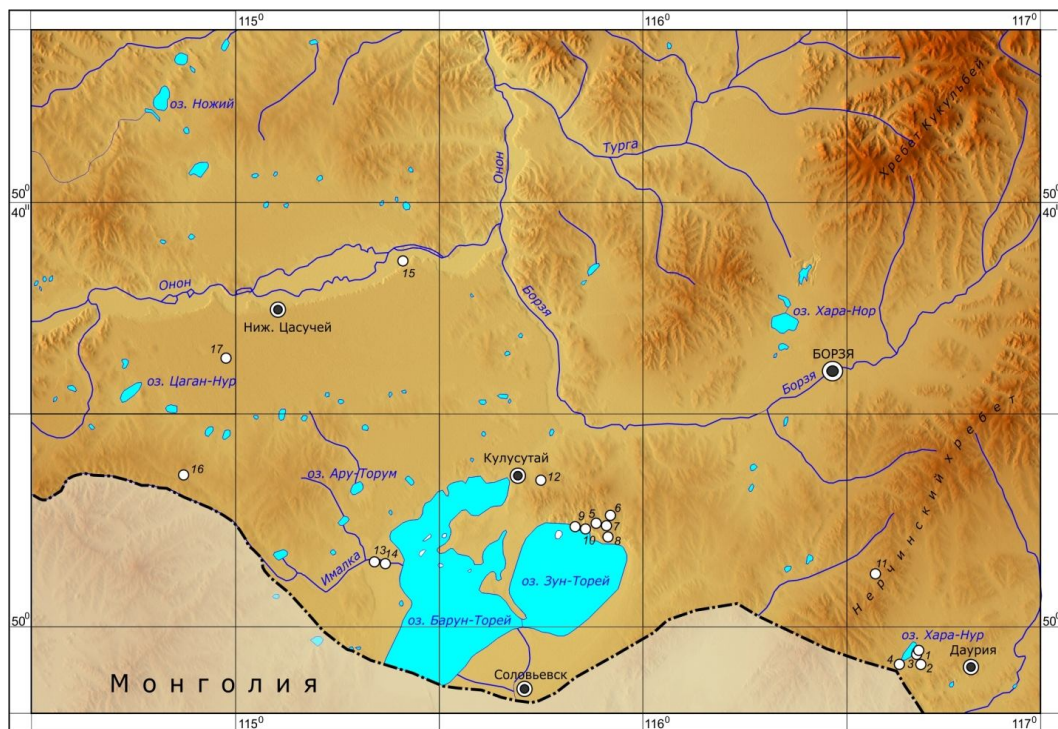


Рис. 1. Расположение опорных разрезов

1-4 – котловина оз. Хара-Нур; 5-8 – падь Крементуй; 9-10 – котловина оз. Зун-Торей, 11 – падь Веснянка; 12 – падь Нарин-Кундуй; 13-14 – долина р. Ималка, 15 – долина р. Онон, 16 – междуречье Ималки и р. Буйлэсан; 17 – дюна на высокой террасе р. Онон.

Получено 60 абсолютных датировок по ^{14}C , выполненных в Санкт-Петербургском государственном университете. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal2007_HULU» Кельнского университета 2007 года. Проведены гранулометрический, химический, палинологический и диатомовый анализы образцов. Привлекались также материалы изучения отложений голоцена в котловинах озер Зун-Соктуй и Ножий, расположенных к северу от долины р. Онон (Базарова и др., 2014), в Восточно-Урулюнгуевской впадине (Карасев, 2002) и оз. Буир в Северо-Восточной Монголии (Севастьянов и др., 1994). Анализ полученных материалов позволил выявить не только ход отдельных процессов, но и показать их взаимодействие, которое определяет механизмы рельефообразования. Установлено, что на разных этапах голоцена изменялось соотношение процессов, вклад в рельефообразование того или иного процесса.

Начало голоцена было отмечено радикальными изменениями в условиях осадконакопления. Происходит обмеление озер, сокращение их площади, формирование торфянистых отложений по берегам озер на рубеже около 11 тыс. л. н. (Севастьянов и др., 1994).

По палинологическим данным, в раннебореальный период в составе растительности господствовали полынно-маревые формации, формирующиеся в засушливых условиях. Преобладают эоловые процессы, которые периодически затихали, формировались почвы. Согласно В. В. Карасеву (2002) для активизации эоловых процессов в степных районах Юго-

Восточного Забайкалья особенно благоприятно было время похолодания климата: 12,2-12,0 тыс. лет назад (похолодание между кокоревским и таймырским потеплениями), 10,8 – 10,3 тыс. лет назад (норильская стадия сартанского потепления). По нашим данным, в эоловых отложениях пади Нарин-Кундуй погребенная почва имеет возраст от 10230 ± 280 (ЛУ – 7792) до 10800 ± 440 (ЛУ- 7853) кал. л.н. Аридизация вскоре сменилась ростом увлажненности территории, расширением площади озер, повышением скорости озерной аккумуляции, составляющей 0,7-0,9 мм /год.

Во вторую половину бореального периода размеры озер вновь увеличиваются. Площадь озера Буир по данным Д.В. Севастьянова и др. (1994) могла быть в 8-10 раз больше современной. Активизируются и флювиальные процессы. В долине р. Ималка интенсивная русловая деятельность заканчивается формированием почвы, возраст которой составляет 9380 ± 790 кал. л.н. (ЛУ – 8079). В Восточно-Урулунгуевской впадине озерные отложения резко фациально замещают аллювий погребенных врезов. По образцу из линзы торфа, взятого из пачки озерных суглинков В.В. Карасевым (2002) получена радиоуглеродная дата - 8195 ± 125 лет (СОАН – 3441). При калибровке этой даты нами получено близкое значение времени окончания мощной флювиальной деятельности - 9177 ± 164 кал. л.н. Флювиальные процессы сочетались с криогенными. Повсеместно в разрезах обнаруживаются криогенные деформации. В котловине оз. Хара-Нур определен возраст формирования мерзлотного клина - 9210 ± 190 кал. л.н. (ЛУ – 7890), который совпадает с эпохой флювиальной активности.

После относительной стабилизации геоморфологических процессов в последующие годы и формирования региональной почвы вновь активизируются флювиальные процессы. В отрогах Нерчинского хребта в разрезах всех падей следы флювиальных потоков представлены горизонтами хорошо окатанных галечников, перекрытых сверху и снизу погребенными почвами, имеющими возраст в пади Веснянка (Харанорский стационар ИГ СО РАН) между 7090 ± 120 (ЛУ – 8065) и 8480 ± 130 (ЛУ – 8068) кал. л. н. Этим же временем датируются пролювиальные отложения в разрезе Буйлэсан, наклонно залегающие между погребенными почвами 7060 ± 160 (ЛУ – 8087) и 8150 ± 130 (ЛУ – 8090) кал. л.н.

Позднеатлантический период голоцена ознаменовался формированием мощной региональной почвы, которая получила широкое развитие и в соседних районах Восточной Монголии (Чичагов, 1999). На границе атлантического и суббореального периодов в разрезах фиксируются катастрофические проявления флювиальных процессов в днищах падей. В пади Крементуй отмечался селевой снос, время начала которого 5590 ± 100 (ЛУ-7453) кал. л.н., а время завершения определено расчетным путем - 5277 кал. л. н. В Урулунгуевской котловине фаза эрозионной активности фиксируется на геохронологическом рубеже около 5000-6000 лет назад (Карасев, 2002). В долине р. Онон завершение этой фазы определяется датой 5020 ± 190 кал. л.н. (ЛУ – 8085).

В позднем голоцене на фоне прогрессирующей аридизации климата происходит дальнейшее сокращение площади озер и усиление эоловых процессов в позднем голоцене. Однако циклический характер рельефообразования четко просматривается в это время в пойменных отложениях малых рек (Базарова и др., 2014) и в донных осадках оз. Буир (Севастьянов и др., 1994). Особенно значительное иссушение произошло на рубеже около 3000 - 3400 лет назад, когда в Восточной Монголии резко сокращаются проточность и размеры оз. Буир, в почвенном покрове преобладающими становятся каштановые почвы, в ландшафтах – степь и сухая степь (Чичагов, 1999). В этих условиях резко усиливаются эоловые процессы, которые играют главную роль в формировании верхней толщи отложений. Снизу вверх в разрезе, заложенном на литорали оз. Хара-Нур (рис. 2), прослеживаются: 1) озерные отложения неглубокого слабо проточного водоема (возраст 3780 ± 180 - ЛУ-7791); 2) озерные отложения прибрежной зоны не проточного водоема (возраст между 3580 ± 180 и 3050 ± 150 кал. л.н.); 3) переслаивание озерных и эоловых отложений (верхняя граница горизонта датируется 2670 ± 150 кал. л.н.); 4) озерные отложения не проточного водоема (кровля горизонта имеет возраст 2160 ± 140 кал. л.н.); 5) эоловые отложения.

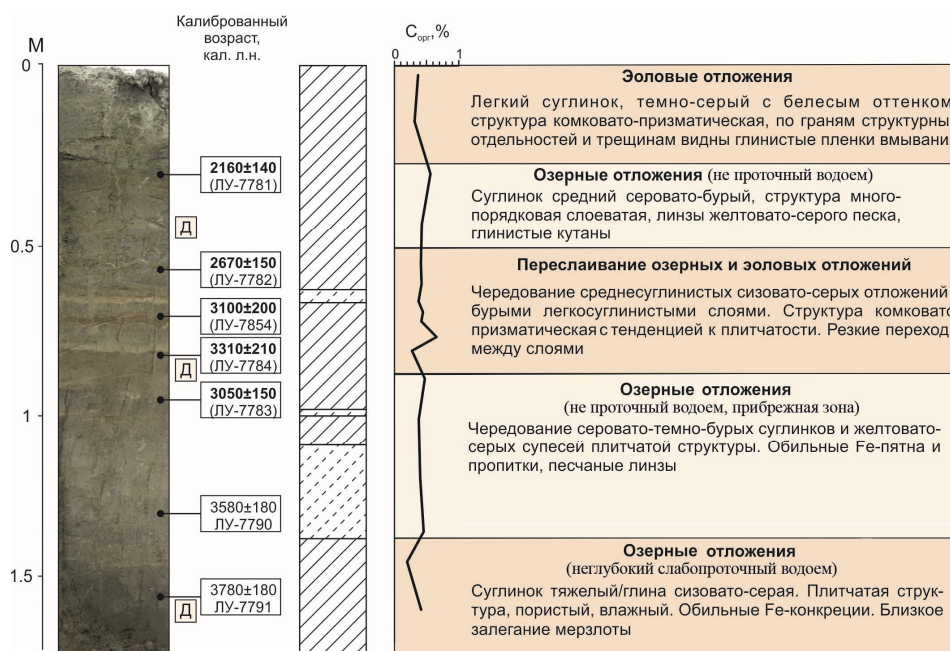


Рис. 2. Строение отложений на восточном побережье оз. Хара-Нур

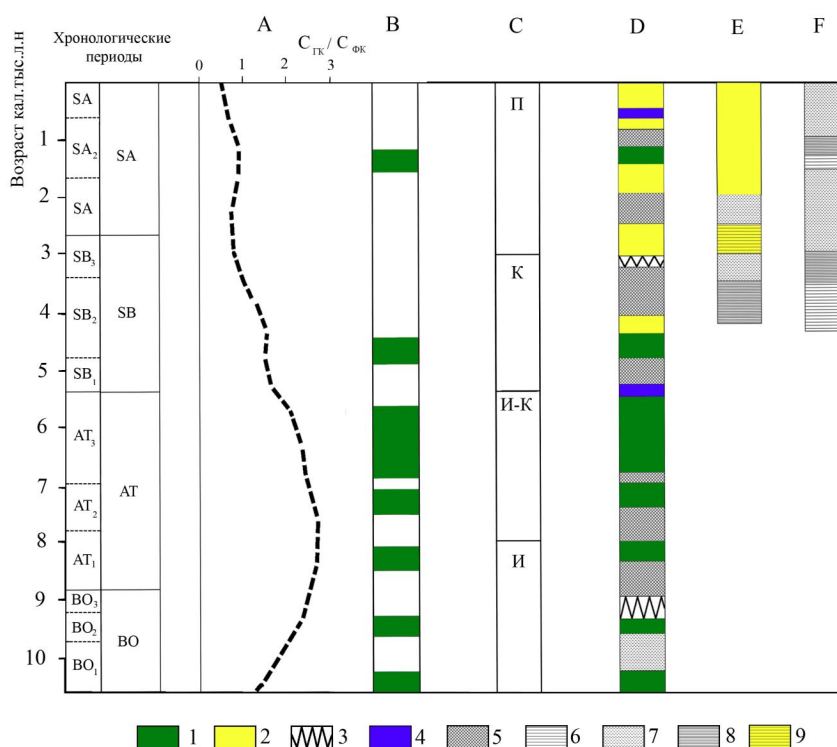


Рис. 3. Смена динамических фаз экзогенного рельефообразования в степях Даурии в голоцене на фоне изменения почвенно-климатического индекса (А). В – зональные фазы интеграции вещества в системах. С – направленность флювиальных процессов: И (инстративная фаза) – врезание; И-К (инстративная – констративная фазы) – врезание – аккумуляция; К (констративная фаза) – аккумуляция; П (перстративная фаза) – стабилизация процессов. Д – динамические фазы в малых флювиальных бассейнах Даурии. Смена процессов в позднем голоцене в озерных бассейнах по данным разрезов: Е – береговой вал оз. Хара-Нур (разрез 3), F – донные отложения оз. Буир в Восточной Монголии (по: Севастьянов и др., 1994). 1 – зональные фазы рельефообразования; 2 – золовые процессы экстремальных аридных фаз; 3 – интенсивный криогенез; 4 – катастрофический флювиальный снос; 5 – фазы флювиальной активности; 6 – высокий уровень проточных водоемов; 7 – слабо проточный водоем; 8 – непроточные застойные водоемы; 9 – чередование золовых и озерных процессов.

Геоморфологические события последних 1500 лет изучены по данным пролювиальных шлейфов. В устье пади Безымянной 1 в разрезе пролювиального шлейфа наблюдается чередование щебенисто-дресвянистых и гравелистых прослоев, образующих последовательность из 9 завершенных циклов рельефообразования, сверху перекрытых золовой пылеватой супесью. Средняя продолжительность цикла составляет около 130 лет. Нижняя часть отложений каждого цикла представлена грубообломочным материалом, вынесенным из пади мощными флювиальными потоками, средняя - гумусированной супесью, а верхняя - серовато-желтым золовым песком.

Исследование голоценовых отложений Юго-Восточного Забайкалья с использованием комплекса современных методов позволило выявить циклы рельефообразования различного иерархического уровня, в которых сложно взаимодействуют и сменяют друг с друга во времени флювиальные, золовые, озерные и криогенные процессы (рис. 3).

Список литературы:

Баженова О.И. Внутривековая организация систем экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природ. ресурсы. – 2007. – № 3. – С. 116-125.

Базарова В.Б., Лящевская М.С., Орлова Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. – 2014, № 2. – С. 115-123.

Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. – Чита, 2002. – 127 с.

Симонов Ю. Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях Юго-Восточного Забайкалья на примере Агинского района // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. – С. 156–165.

Севастьянов Д.В., Дорофеюк Н.И., Лийва А.А. Палеоэкология озер в голоцене // Лимнология и палеолимнология Монголии. – С.-П.: Наука, 1994. – С. 248-263.

Чичагов В.П. Золовый рельеф Восточной Монголии. – Москва: Изд-во ИГ РАН, 1999. – 270 с.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.В. Баранская, В.А. Оношко

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alisa.baranskaya@yandex.ru

QUATERNARY DEPOSITS, PALAEOGEOGRAPHY AND RECENT VERTICAL MOVEMENTS OF THE EARTH'S CRUST IN THE NORTHERN GYDAN PENINSULA

A.V. Baranskaya, V.A. Onoshko

Lomonosov Moscow State University, Russia

Несмотря на свои обширные размеры, полуостров Гыдан – одна из наименее освоенных территорий севера Западной Сибири. Несмотря на то, что геолого-геоморфологические исследования на Гыданском полуострове начались еще в середине прошлого века, благодаря труднодоступности остается много "белых пятен" и спорных моментов в вопросах палеогеографии и четвертичной геологии этого региона. Не существует единого мнения о происхождении основных стратиграфических единиц, о времени и последовательности морских трансгрессий, о наличии и хронологии покровных оледенений. Изучение особенностей слагающих его четвертичных отложений – одна из актуальных задач, позволяющая пролить свет на основные события новейшей геологической истории этого крупного региона.

Для заполнения таких "белых пятен" в ходе экспедиций "Ямал – Арктика – 2012, 2013" был детально изучен ряд разрезов четвертичных отложений в северной части Гыданского полуострова (рис. 1).

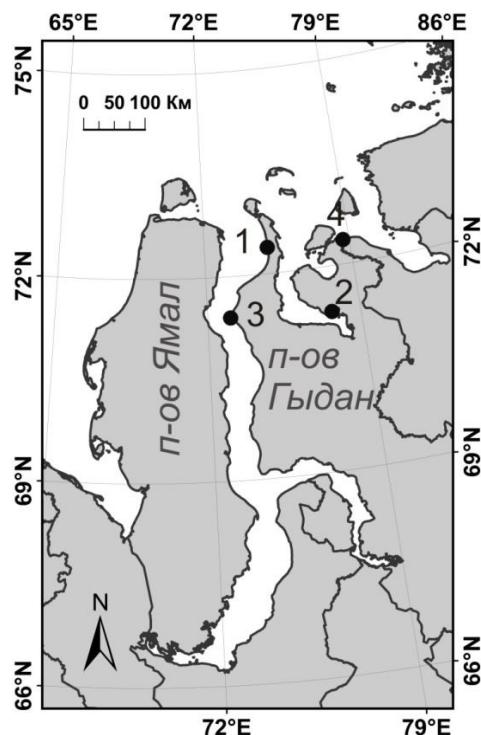


Рис. 1. Расположение ключевых участков исследования:

1 - полуостров Явай; 2 - южное побережье полуострова Мамонта, 3 - мыс Хонарасаля, 4 - юго-западное побережье Енисейского залива.

На изученном участке полуострова Явай выражена терраса высотой около 10-15 м, местами изрезанная термоэрозионными оврагами. В обнажениях берегового уступа вскрывается разрез отложений с относительно выдержанными по простиранию геологическими границами (рис. 2А). Снизу вверх в береговых обрывах вскрываются три толщи. Нижняя толща включает параллельнослоистые алевриты, глины и хорошо отмытые пески с флазерной слоистостью и знаками ряби. Кровля ее находится на высоте примерно от 3 до 7 м над уровнем моря, подошва залегает ниже уровня моря. Для этих отложений характерна слабая минерализация, присутствуют обломки морских палеогеновых диатомей (Демидов и др., 2016). Эта толща водного генезиса, по всей видимости, сформировалась в условиях значительно опресненного морского бассейна, частично в зоне волнового воздействия. Об этом свидетельствуют текстурные признаки отложений и значительное их площадное распространение, а также состав ионов водной вытяжки.

Вышележащая центральная толща сложена пылеватыми супесями с горизонтальной параллельно-слоистой текстурой, которые в южном направлении замещаются тонкозернистыми песками. Она прослеживается в береговых обрывах

на протяжении всего исследуемого участка (более 10 км). Отличительная черта – отсутствие любых несогласий внутри толщи, отдельные слои возможно проследить по простиранию до 10 м. Мощность слоев составляет от 0,3 до 3 см. Сверху и снизу центральная толща отделяется линзами слаборазложившегося торфа. Судя по параллельной горизонтальной слоистости отложений, не нарушенной нигде по всему простиранию разреза, данные отложения можно было бы считать озерными. Тем не менее, необычен их относительно крупный состав (не типичные озерные глины и ритмично слоистые алевриты, а супеси). Остатки кустарников и мхов, обнаруженные в данной толще, подтверждают, что толща не является морской.

Верхняя толща, имеющая мощность до 3 м и выклинивающаяся в южном направлении, состоит из переслаивающихся бурых супесей и суглинков.

Возраст торфов, отделяющих нижнюю толщу, составляет от 24 до 30 тыс. радиоуглеродных лет назад (Баранская и др., в печати). Датирование редко встречающихся веточек и остатков торфа из параллельнослоистых супесей, лежащих выше торфов, показало возраст от 8 до 9 тыс. радиоуглеродных лет.

Таким образом, последовательность отложений разреза полуострова Явай свидетельствует о существовании морского опресненного, вероятно, холодного, водоема, который затем регрессировал, в результате чего началось накопление торфа, а затем, вероятно, озерных параллельнослоистых супесей. Регрессия этого бассейна и начало континентального осадконакопления произошло не позже МИС 3. Накопление параллельнослоистых супесей продолжалось с этого времени до раннего голоцена, а отложение верхней толщи покровных алевритов относится к концу голоцена.

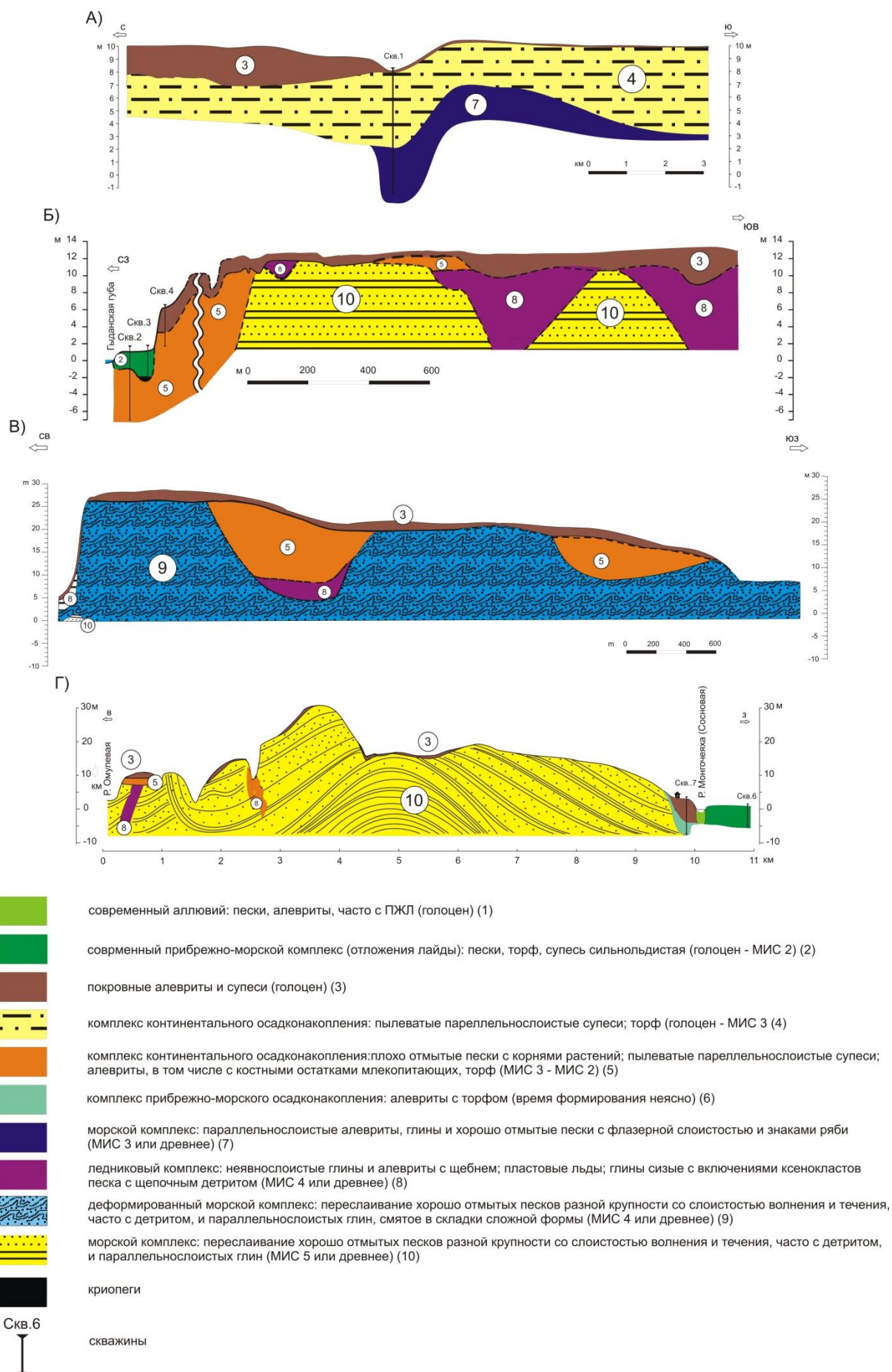


Рис. 2. Разрезы рыхлых отложений: А) полуостров Явай; Б) южное побережье полуострова Мамонта, В) мыс Хонарасаля, Г) юго-западное побережье Енисейского залива.

На южном побережье полуострова Мамонта и в районе мыса Хонарасаля выражены поверхности высотой 12-17 и 25-35 м соответственно. Строение разрезов их береговых уступов имеет несколько схожих черт (рис. 2Б, В). На полуострове Мамонта нижняя часть видимой последовательности сложена хорошо отмытыми крупнозернистыми косослоистыми песками с прослоями тонкозернистых песков с щепочным детритом, флазерной слоистостью и сизых параллельнослоистых алевритов. Такое чередование свойственно морским отложениям в условиях изменения уровня моря и конфигурации береговой линии. Подобные же отложения (хорошо отмытые крупно- и мелкозернистые пески с флазерной слоистостью, чередующиеся с параллельнослоистыми сизыми алевритами и глинами) слагают и нижнюю часть разреза мыса Хонарасаля, уходя, чаще всего, под урез моря и вскрываясь лишь на высоте до 1 м в северной части разреза.

Выше в районе мыса Хонарасаля большая часть разреза сложена такими же морскими отложениями с вложенными песчаными отложениями древних дельт, однако здесь они уже смяты в складки различного размера и форм.

На них сверху налегают неслоистые глины с ксенокластами песка того же состава, что и в нижележащей морской толще. Присутствуют следы волочения, многочисленные деформированные фрагменты песчаных и глинистых морских отложений с детритом в общей глинистой толще. Такие же неслоистые глины с ксенокластами песка непосредственно налегают на нижнюю морскую толщу в районе полуострова Мамонта (рис. 3); слой смятых в складки, но не перемещенных морских отложений здесь отсутствует. Подобных неслоистых глинистых толщ здесь несколько, они несогласно срезают друг друга, как заметно на рис. 3. К ним приурочены выходы пластовых льдов, в результате таяния которых образуются обширные термоцирки.



Рис. 3. Ксенокласты песка в глинистых отложениях. Фото Баранской А.В.

Выше и в районе мыса Хонарасаля и на полуострове Мамонта залегают плохо отмытые пески и алевриты с остатками торфа; на полуострове Мамонта в них были обнаружены костные остатки крупных млекопитающих, в частности, мамонта. Радиоуглеродное датирование этих остатков дало запредельный возраст. Венчают оба разреза покровные супеси и алевриты.

Механизм, в результате которого были смяты в складки нижние морские отложения и сформировались глины с ксенокластами морских песков, щебнем и пластовыми льдами, объясняется нами воздействием покровного оледенения, перекрывавшего территорию Гыданского полуострова. Трудно придумать иное объяснение появлению складок, все из которых наклонены в южном направлении и фрагментов морских отложений, перенесенных с места их залегания и деформированных с присутствием текстур волочения и развальцевания. Такое покровное оледенение на севере Западной Сибири могло произойти не позже МИС 4, поскольку последнее оледенение на Ямале произошло более 40 тыс. лет назад (Forman et al., 2002).

Таким образом, после трансгрессии моря, которая произошла в течение МИС 5 или ранее, что подтверждается и присутствием в более южных районах Западной Сибири морских отложений такого возраста (Астахов, Назаров, 2010), территория была перекрыта покровным ледником. После его схода предположительно в течение МИС2-3 накапливались континентальные (озерно-аллювиальные, болотные) и другие отложения; на Гыдане обитали представители мамонтовой фауны. Покровные алевроиты и супеси, похожие на описанные на Явае, вероятно, накапливались в голоцене.

Поверхность высотой от 15 до 30 м на побережье Енисейского залива сложена, главным образом, толщей морских отложений, представляющей собой регрессивную последовательность, деформированная в пологую антиклиналь с размахом крыльев в 10 км (Баранская и др., 2013). Возраст этих отложений не определен, однако их мощность предполагает, что накапливались они в течение длительного времени.

Морские отложения прорезаны секущими слоистость "карманами", выполненными неслоистыми оскольчатыми суглинками с приуроченными к ним наклонными выходами пластовых льдов. Характер залегания оскольчатых суглинков с пластовыми льдами, срезающих слоистость в морских отложениях, а также распределение их изотопного состава, напоминают в некоторых чертах залегание льдов обнажения Ледяная Гора выше по Енисею, что позволяет предположить их ледниковое происхождение, а оскольчатые суглинки также считать ледниковыми отложениями, подобными описанным в районе полуострова Мамонта и мыса Хонарасаля. Выше лежат покровные алевроиты.

На побережье Енисейского залива видно проявление новейших вертикальных движений земной коры, сформировавших пологую антиклиналь, заметную в разрезе. Их механизм требует дальнейшего изучения, однако несомненно, что они проявились в течение неотектонического этапа и, кроме формирования деформации, привели еще и к тому, что более поздние отложения, имеющие значительную мощность на южном берегу полуострова Мамонта и на мысу Хонарасаля, здесь были срезаны денудацией.

Таким образом, по особенностям разреза четвертичных отложений север Ямала и Гыдана можно условно разделить на два района: на полуострове Явай вскрываются прибрежно-морские отложения неглубокого водоема, существовавшего до каргинского времени, перекрывающиеся каргинскими торфами и более поздними континентальными отложениями; в более южных областях (полуостров Мамонта, мыс Хонарасаля, побережье Енисейского залива) морские осадки перекрыты или прорезаны предположительно ледниковыми отложениями ермаковского времени (вторая ступень верхнего неоплейстоцена) с приуроченными к ним пластовыми льдами, выше которых также залегают толщи континентального происхождения.

Исследования проведены при поддержке проектов РФФИ 16-35-60118 мол_а_дк, 16-45-890076 р_а, 16-35-00453 мол_а, 14-05-00549 а и при поддержке гранта МД -3615-2014-4 для молодых докторов наук.

Список литературы:

Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin, V. et al. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. - 2002. - Vol. 57. - P. 355-370.

Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование//Региональная геология и металлогения, 2010, № 43, стр. 36–47.

Баранская А.В., Большинов Д.Ю., Кучанов Ю.И., Томашунас В.М. Новые данные о дислокациях в четвертичных отложениях полуостровов Ямал и Гыдан и связанных с ними новейших тектонических движениях по результатам экспедиции «Ямал–Арктика–2012»// Проблемы Арктики и Антарктики, N 4(98), 2013, с. 91-102

Демидов Н.Э., Баранская А.В., Дурденко Е.В., Занина О.Г., Караевская Е.С., Пушина З.В., Ривкина Е.М., Спирина Е.В., Спенсер М. Биогеохимия мерзлых толщ арктического побережья полуострова Гыдан // Проблемы Арктики и Антарктики, №3 (109), 2016, с. 34-49

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРЕСНОВОДНОЙ ГОЛОЦЕНОВОЙ МАЛАКОФАУНЫ КРАСНОЯРСКОЙ, ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ И ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ КОТЛОВИН

Д.Е. Болкунова, Г.Ю. Ямских

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия; Bolkunova91@mail.ru;
Yamskikh@mail.ru

SPATIAL-TEMPORAL DISTRIBUTION OF THE HOLOCENE FRESHWATER MALACOFUNA OF KRASNOYARSK, SOUTH-MINUSINSK AND CHULYM-YENISEI DEPRESSIONS

D.E. Bolkunova, G.Yu. Yamskih

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Одним из важных методов при реконструкциях палеоэкологических условий территории является малакофаунистический анализ. Интерпретация результатов ведется, как правило, на основе анализа видового состава ископаемых моллюсков, его изменений в толще отложений в различные периоды голоцена. Кроме этого, не меньший интерес представляет сопоставление палеомалакофаунистических комплексов разнотенетических отложений отдаленных территорий. Сходные малакофаунистические комплексы могут быть использованы как индикаторы палеоусловий, что позволяет определить время формирования отложений и природные условия среды обитания моллюсков.

На территории Приенисейской Сибири отложения Южно-Минусинской и Чулымо-Енисейской котловин (рис.1) были детально изучены на основе палинологического, малакофаунистического методов и радиоуглеродного анализа. Ранее на основе палинологических данных и ботанического состава отложений Г.Ю.Ямских (1995) были выделены временные границы периодов и климатических фаз голоцена.

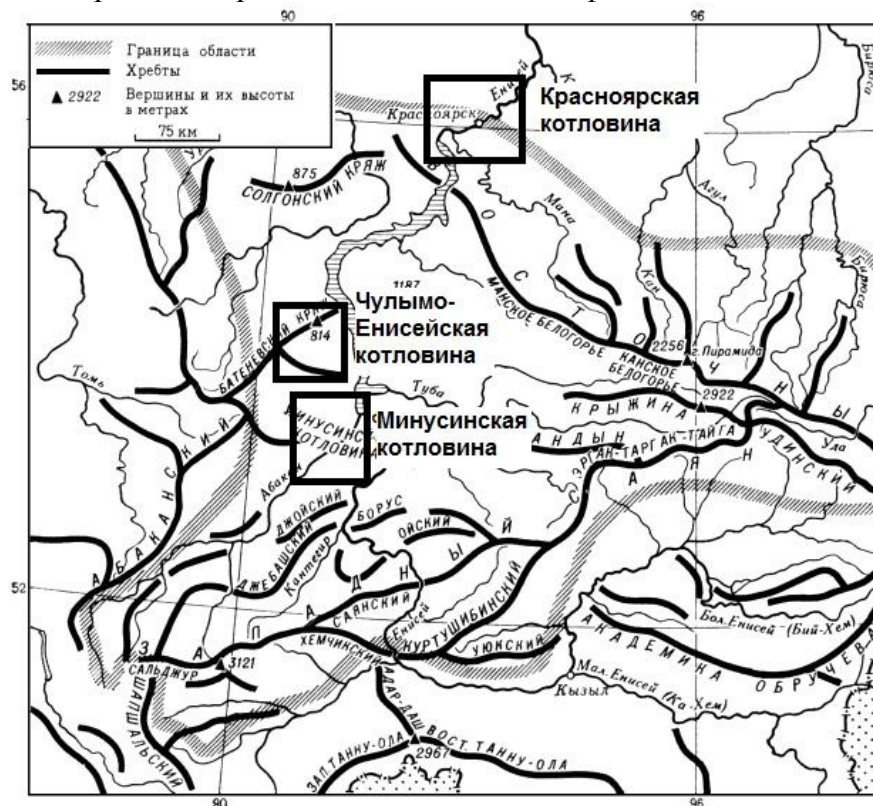


Рис. 1 – Орографическая схема Алтае-Саянской ландшафтной области. Прямоугольниками обозначено местоположение Красноярской, Чулымо-Енисейской и Минусинской котловин.

На территории Красноярской котловины ископаемая малакофауна была изучена в пойменных отложениях (мощность 0,8 - 3,45 м) долин малых рек – Базаиха и Миндерла, притоков реки Енисей. Была обнаружена и идентифицирована 6101 раковина пресноводных и наземных моллюсков. Раковины ископаемых моллюсков встречаются с позднеатлантического времени (Таблица). Малакофауна представлена пресноводными видами: *Pisidium amnicum* (Muller, 1774), *Conventus urinator* (Clessin, 1876), *Lymnaea palustris* (Muller, 1774), *Lymnaea peregra* (Muller, 1774), *Lymnaea truncatula* (Muller, 1774), *Aplexa hypnorum* (Linne, 1758), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *G. albus* (Linné, 1758); и наземными видами: *Carychium minimum* (Müller, 1774), *Succinea putris* (Linné, 1758), *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Vertigo antivertigo* (Draparnaud, 1801), *Pupilla muscorum* (Linné, 1758), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *V. costata* (Muller, 1774), *Perpolita petronella* (Pfeiffer, 1853), *Perpolita hammonis* (Ström, 1765), *Euconulus fulvus* (Müller, 1774).

Таблица - Распространение позднеголоценовой малакофауны

	Южно-Минусинская котловина							Красноярская котловина			Чулымо-Енисейская	
Название вида	SA3	SA2	SA1	SB3	SB2	SB1	AT3	SA3	SA2	AT3	SA3	SA2
Моллюски пресных водоемов												
<i>Pisidium amnicum</i>												
<i>Conventus urinator</i>												
<i>Lymnaea peregra</i>												
<i>Lymnaea truncatula</i>												
<i>Lymnaea glabra</i>												
<i>Lymnaea palustris</i>												
<i>Aplexa hypnorum</i>												
<i>Sibirenauta sibirica</i>												
<i>Anisus leucostoma</i>												
<i>Anisus vortex</i>												
<i>Anisus contortus</i>												
<i>Gyraulus gredleri</i>												
<i>Gyraulus albus</i>												
<i>Gyraulus laevis</i>												
<i>Gyraulus rossmaessleri</i>												
<i>Armiger crista</i>												
<i>Valvata sibirica</i>												
<i>Valvata pulchella</i>												

На территории Чулымо-Енисейской котловины озерно-болотные отложения (мощностью до 2,40 м), содержащие раковины ископаемых моллюсков, изучены в прибрежной части озера Интикуль (Кузнецова, Ямских, 2012). При исследовании отложений отобрано и определено 1006 раковин моллюсков. Раковины ископаемых моллюсков встречаются в средне- и позднезубатлантическом времени. Виды пресноводных моллюсков представлены: *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851), *Lymnaea (Radix) peregra* (Muller, 1774), *Lymnaea (Stagnicola) palustris* (Muller, 1774), *Lymnaea (Galba) truncatula* (Muller, 1774), *Anisus vortex* (Linné, 1758), *Anisus contortus* (Linné, 1758), *Valvata (Tropidina) pulchella* (Studer, 1820), *Pisidium amnicum* (O. F. Müller, 1774), *Conventus*

urinator (Clessin, 1876); из наземных видов обнаружены представители *Succinea putris* (Linne, 1758), *Vallonia pulchella* (Muller, 1774), *Vallonia costata* (Muller, 1774).

На территории Южно-Минусинской котловины изучено 7 болотных массивов, расположенных в долинах рек правых притоков Енисея (Лебедева, 2011). Мощность торфяных толщ варьирует от 1,05 м до 2,30 м. Идентифицировано 7 000 раковин моллюсков позднеатлантического, суббореального и субатлантического времени. Пресноводные виды включают: *Lymnaea (Radix) peregra* (Müller, 1774), *L. (Stagnicola) palustris* (Müller, 1774), *L. (Omphiscola) glabra* (Müller, 1774), *L. (Galba) truncatula* (Müller, 1774), *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853), *G. rossmaessleri* (Auerswald, 1851), *Armiger crista* (Linné, 1758), *Valvata sibirica* (Middendorf, 1851), *Anisus leucostoma* (Millet, 1813), *A. vortex* (Linné, 1758), *A. contortus* (Linné, 1758), *Sibirenauta sibirica* (Westerlund, 1876), *Conventus urinator* (Clessin, 1876). Наземные виды представлены *Carychium minimum* (Müller, 1774), *Succinea putris* (Linné, 1758), *Perpolita hammonis* (Ström, 1765), *P. petronella* (Pfeiffer, 1853), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *V. costata* (Müller, 1774), *V. enniensis* (Gredler, 1856), *Vertigo modesta* (Say, 1824), *V. antivertigo* (Draparnaud, 1801), *Pupilla muscorum* (Linné, 1758), *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Euconulus fulvus* (Müller, 1774), *Oxyloma elegans* (Risso, 1826).

Наиболее широким пространственным распространением в позднеголоценовых отложениях Красноярской, Южно-Минусинской и Чулымо-Енисейской котловин характеризуются такие виды как *Conventus urinator* (Clessin, 1876), *Lymnaea (Radix) peregra* (Müller, 1774).

Виды *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *G. albus* (Linné, 1758) встречаются только в позднесубатлантическое время в отложениях Красноярской котловины; вид *Aplexa hypnorum* (Linne, 1758) распространен с позднеатлантического до субатлантического времени.

Раковины *Valvata (Tropidina) pulchella* (Studer, 1820) обнаружены только в отложениях Чулымо-Енисейской котловины в средне- и позднесубатлантический период.

Вид *Anisus leucostoma* (Millet, 1813) обнаружен в отложениях раннесуббореального времени, *Lymnaea (Omphiscola) glabra* (Müller, 1774) – в отложениях позднеатлантического времени в Южно-Минусинской котловине. Виды *Sibirenauta sibirica* (Westerlund, 1876), *Anisus vortex* (Linné, 1758) и *Armiger crista* (Linné, 1758) имеют одинаковое пространственное и временное распространение (позднеатлантический и суббореальный периоды). Суббореальный период на территории Южно-Минусинской котловины характеризуется как сложный этап в развитии климата и растительности (Ямских, 1995). В это время исчезает вид *Lymnaea (Omphiscola) glabra* (Müller, 1774), *Sibirenauta sibirica* (Westerlund, 1876), *Anisus vortex* (Linné, 1758), *Armiger crista* (Linné, 1758) и появляются виды *Lymnaea (Radix) peregra* (Müller, 1774), *L. (Galba) truncatula* (Müller, 1774), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851), *Valvata sibirica* (Middendorf, 1851).

В результате проведенного исследования установлено, что пресноводная ископаемая малакофауна Красноярской, Южно-Минусинской и Чулымо-Енисейской котловин представлена 21 видом моллюсков, которые относятся к 6 семействам: Pisidiidae Gray in Turton, 1857, Euglesidae (Pirogov et Starobogatov, 1974), Lymnaeidae (Rafinesque, 1815), Physidae (Fitzinger, 1833), Planorbidae (Rafinesque, 1815), Valvatidae (Gray, 1840), двум классам: Gastropoda и Bivalvia.

Сопоставимость результатов малакологического анализа голоценовых отложений на территории Красноярской, Чулымо-Енисейской и Южно-Минусинской котловин указывает на то, что нет ни одного вида из изученных, который бы был встречен во всех отложениях и приурочен ко всем временным интервалам среднего и позднего голоцена. Широким временным распространением характеризуются виды *Conventus urinator* (Clessin, 1876), *L. (Stagnicola) palustris* (Müller, 1774) и *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853) на территории Южно-Минусинской котловины. Наиболее редко отмечено присутствие видов *L. (Omphiscola) glabra* (Müller, 1774), *Anisus leucostoma* (Millet, 1813), *A. contortus* (Linné, 1758) на территории Южно-Минусинской котловины и *Gyraulus albus*, *G. laevis* на территории Красноярской котловины. Особенности распространения видов указывают на отличные ландшафтно-

климатические условия позднеатлантического, суббореального и позднесубатлантического времени на территории котловин.

Работа выполнена при поддержке РФФИ р_Сибирь_а Региональный конкурс Сибирь: инициативные (грант 15-45-04381)

Список литературы:

Болкунова Д.Е., Ямских Г.Ю., Лебедева Н.В. Моллюски голоцена межгорных котловин юга Приенисейской Сибири (Красноярская, Чулымо-Енисейская, Южно-Минусинская и Турано-Уюкская котловины) // Вестник Кемеровского государственного университета. - 2015. № 1 (61) Т. 4. - С. 64-72

Жадин В.И. Пресноводные моллюски СССР. - Ленинград: Ленснабтехиздат, 1933. - 232 с.

Кузнецова О. А., Ямских Г. Ю. Малакофауна позднего голоцена Чулымо-Енисейской котловины // Вестник Хакасского государственного университета им. Н. Ф. Катанова. – 2012. – № 1. – С. 142-146

Лебедева Н. В. Моллюски Голоцена Южно-Минусинской котловины: автореф. дис... канд. г-м. наук: 25.00.02. – Томск, – 2011. – 26 с.

Ложек В. Голоцен. - М.: Наука, 1969.- 232 с.

Осипова Е.М. Моллюски плейстоцена и голоцена Южноуральского региона / диссер...кандгеол-минер.наук 25.00.02 – палеонтология и стратиграфия. Уфа, 2009. - 245 с.

Санько А.Ф. Малакофауна гляциоплейстоцена и голоцена Беларуси: состав, распространение, история развития: Автореф. дис... доктора г-мин. наук: Национальная Академия Наук, Институт геологических наук. - Минск, 2000. - 32 с.

Санько А. Ф. Четвертичные пресноводные моллюски Беларуси и смежных регионов России, Литвы, Польши: атлас-определитель. - Минск.: Инст. Геохимии и геофизики НАН Беларуси, 2007. – 156 с.

Ямских Г. Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. - Красноярск: Изд-во КГУ, 1995. - 180 с.

Ямских Г. Ю. Региональные и локальные изменения природных условий в позднем голоцене на территории Чулымо-Енисейской котловины / Г. Ю. Ямских / Палеогеография Средней Сибири: сб. ст.– Красноярск: Изд-во КГУ, 2003. – Вып.3.– С. 51–60.

К ВОПРОСУ О СОДЕРЖАНИИ ПОНЯТИЙ «МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ» И «ОЛЕДЕНЕНИЕ» В КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА

В. А. Большаков

МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
vabolshakov@mail.ru

ON THE DEFINITION OF THE NOTIONS “INTERGLACIATION” AND “GLACIATION” IN THE PLEISTOCENE CLIMATIC OSCILLATIONS

V.A. Bol'shakov

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia
vabolshakov@mail.ru

В XX-м столетии, по мере увеличивающегося объема данных о развитии природы четвертичного периода, всё более оживлённой становилась дискуссия об определении понятий «межледниковье» и «оледенение». Особую актуальность придавала ей необходимость определения ранга потеплений и похолоданий, выделяемых в палеоклиматических записях плейстоцена. Примеры таких дискуссий приведены в работах выдающегося советского палеогеографа, академика К.К. Маркова, который ещё в 1939 г. призывал «...относиться требовательнее к содержанию понятий «межледниковая эпоха» и «ледниковая эпоха» (Марков, 1986, с. 26). Эти главные глобальные колебания климата четвертичного времени он описывал так: «Каждый ледниковый период выражался в новом зарождении ледникового покрова, в его последующем росте, кульминации, убыли.

Межледниковые эпохи были временем полного растаивания ледникового покрова, уменьшения горного оледенения, сокращения ледовитости Ледовитого океана» (Марков, 1986, с. 29). Далее К.К. Марков приводит следующее определение термина «межледниковье»: «Можно признать межледниковыми только те отложения, которые свидетельствуют (теплолюбивая флора) о климатических условиях, сходных с современными, или более мягких, чем современные условия в той же области. Все остальные межморенные отложения, немые, заключающие органические остатки, дающие неясные климатические указания или свидетельствующие об относительно суровых условиях климата, следует считать межстадиальными отложениями». Также он указывал, что сила проявления ледниковых и межледниковых событий и, соответственно, отражение этих событий в палеоклиматических записях будут различными в разных регионах. Так, он обоснованно считал, что наиболее контрастно эти события будут проявляться в ледниковых регионах, на территориях непосредственного распространения ледниковых щитов (Восточно-Европейская равнина), и более сглаженно в регионах с резко континентальным климатом (Восточная Сибирь), где покровное оледенение практически отсутствовало.

Замечу, что приведённое выше определение межледниковья следует признать логичным в свете многочисленных данных по континентальным разрезам, проанализированных Марковым (Марков, Величко, 1967). Эти данные указывали на наличие направленного похолодания в плейстоцене, вследствие чего, естественно, каждое предыдущее межледниковье было теплее последующего. Позже о направленном похолодании в течение последних 450 тыс. лет, зафиксированном как для межледниковий, так и для оледенений по разрезам центра Восточно-Европейской равнины сообщалось в работе (Величко и др., 2004). Приведу ещё одно важное высказывание К.К.Маркова относительно межледниковья: «...понятие «межледниковая эпоха» предполагает определённую глубину (размах) физико-географических изменений, не предусматривая вопроса о продолжительности потепления и наличия второстепенных фаз похолодания, которые, конечно, вероятны. Возможно, что межледниковые эпохи на равнинах Евразии имели продолжительность всего в 15-20 тыс. лет. Это значительно менее тех оценок, которые дают альпийские исследователи (по Миланковичу, миндель-рисская межледниковая эпоха – около 191 тыс. лет и рисс-вюрмская эпоха – около 60 тыс. лет). Но всё дело в том, что за эти 15-20 тыс. лет проходило коренное изменение физико-географической обстановки, выражавшееся в полном растаивании ледникового покрова в Европе, в установлении климатических условий более мягких, чем современные условия, а затем во вторичном образовании ледникового покрова» (Марков, 1986, с. 32-33).

Представления о развитии природы в плейстоцене существенно изменились во второй половине XX-го века в связи с получением данных по глубоководным разрезам донных осадков. Это обусловлено в основном двумя преимуществами глубоководных разрезов по сравнению с континентальными: 1) бóльшая степень непрерывности глубоководных разрезов; 2) возможность использования изотопно-кислородного (ИК) метода, позволяющего *количественно* оценивать климатические изменения плейстоцена (глобальный объём льда, уровень океана, температура в месте отбора колонки донных осадков). Ч. Эмилиани одним из первых использовал ИК метод для палеоклиматических реконструкций (Emiliani, 1955). Обнаружив колебания тяжёлого изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (которые он считал отражающими в основном колебания температуры) в донных осадках, он интерпретировал их как отражение оледенений и межледниковий. Интервалы пониженных и повышенных значений $\delta^{18}\text{O}$ он назвал ИК стадиями, которые впоследствии стали общепринятыми морскими изотопными стадиями (МИС). Ледниковым МИС, с повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$, были присвоены чётные номера, межледниковым МИС, с пониженными значениями $\delta^{18}\text{O}$ – нечётные. По мере получения данных с более высоким временным разрешением в пределах стадий были выделены подстадии, отражающие менее значительные климатические колебания. Одна из наиболее цитируемых, ИК кривая LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005), показана на рисунке для последних 800 тыс. лет. Подстадии на ней имеют буквенные латинские обозначения,

порядок которых такой же, как и у полных стадий: от более молодых к более древним. Как уже отмечалось, изменения $\delta^{18}\text{O}$ глубоководных осадков отражают в основном изменения глобального объёма льда, а также температуры в месте отбора колонки. Если независимым методом определить изменение температуры по колонке, то, переведя эти значения в величины $\delta^{18}\text{O}$ (обозначим их $\delta^{18}\text{O}_T$), можно, путём вычитания получить так называемый изотопный состав воды: $\delta^{18}\text{O}_B = \delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_T$. Считается, что именно $\delta^{18}\text{O}_B$ отражает колебания глобального объёма льда и, следовательно, колебания уровня океана (изменение $\delta^{18}\text{O}_B$ на 0,1‰ обычно сопоставляется с изменением уровня океана примерно на 10 м.).

Обращаясь к рисунку, можно видеть упорядоченные крупные колебания климата, соответствующие чётным и нечётным МИС (за исключением МИС 2-4, относимых к одному, вюрмскому, или валдайскому, оледенению), которые хорошо соотносятся со 100-тысячелетними колебаниями эксцентриситета e : его минимальные значения приходятся на оледенения, максимальные – на межледниковья. Исходя из этого, в хроне Брюнес (последние 780 тыс. лет) можно выделить 9 межледниковий (включая МИС 19 и МИС 1) и 8 оледенений. Однако если исходить из общепринятого определения межледниковий (которые должны быть более тёплые, чем современное), то больше половины нечётных стадий последних 800 тыс. лет не могут считаться межледниковыми, что отмечалось мною ранее (Большаков, 2006, 2014). Данная проблема, в частности, была затронута в недавней статье 32 соавторов (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016). При её решении авторы исходили из того, что температура – регионально изменчивый параметр и вместо неё предложили использовать в качестве показателя межледниковых условий изменения уровня моря, которые они считают более однородными глобально. В статье дано такое определение понятию «межледниковье»: «Межледниковья характеризуются отсутствием льда в Северном полушарии за пределами Гренландии; различные межледниковья должны быть отделены понижением уровня моря ниже установленного порогового значения». На самом деле, гляциоэвстатические изменения уровня моря глобальны: уменьшение глобального объёма льда во время межледниковья ведёт к повсеместному повышению уровня моря, а увеличение (при оледенении) – к его понижению. Однако, учитывая, что изменения уровня моря определяются обычно по разности $\delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_T$, зависящей от изменения температуры, считать, что показатель прошлых колебаний уровня моря будет более глобально устойчивым, оснований нет.

Осталось непонятным, почему в качестве климатической характеристики межледниковий нельзя использовать изначальное, глобально осреднённое в записи LR04 значение $\delta^{18}\text{O}$ – ведь оно отражает два наиболее существенных климатических параметра – и глобальный объём льда (уровень моря), и температуру. Тем более, что авторы (Past Interglacials Working Group, 2016) его используют. Исходя из максимальных в пределах нечётных (межледниковых) МИС значений $\delta^{18}\text{O}$, они дают пороговое значение $\delta^{18}\text{O}$, характерное для межледниковий последних 800 тыс. лет – все они характеризуются величинами, равными или меньшими 3,5‰. Тем не менее, авторы считают, что межледниковые значения $\delta^{18}\text{O}$ могут доходить даже до величины 3,73‰ (см. рис. 1). Обоснованием такого мнения является то, что величины $\delta^{18}\text{O}$, превышающие это значение, будут уже характеризовать подстадию МИС 5с, которую они считают межстадиальной. Описанные способы по выделению межледниковий с использованием ИК данных, (в частности, по определению колебаний уровня моря) привели к выделению двух дополнительных межледниковий в интервале времени 0-800 тыс. лет назад, за счёт двух пиковых значений внутри МИС 15 и МИС 7 (см. рисунок). Подстадии МИС 7а-с и 7е, а также МИС 15а и 15е авторы (Past Interglacials Working Group, 2016) интерпретируют как самостоятельные межледниковья. Однако, согласно определению, межледниковья должны быть заключены между двумя полноценными оледенениями. Так ли это, учитывая заметно меньшее, чем у всех чётных МИС последних 800 тыс. лет, значение $\delta^{18}\text{O}$ подстадии МИС 15b? Внятного ответа на этот естественный вопрос авторы не дают, так же как не указывают конкретно пороговое значение понижения уровня океана, ниже которого стадияльное? (или внутримежледниковое?) похолодание следует считать самостоятельным оледенением.

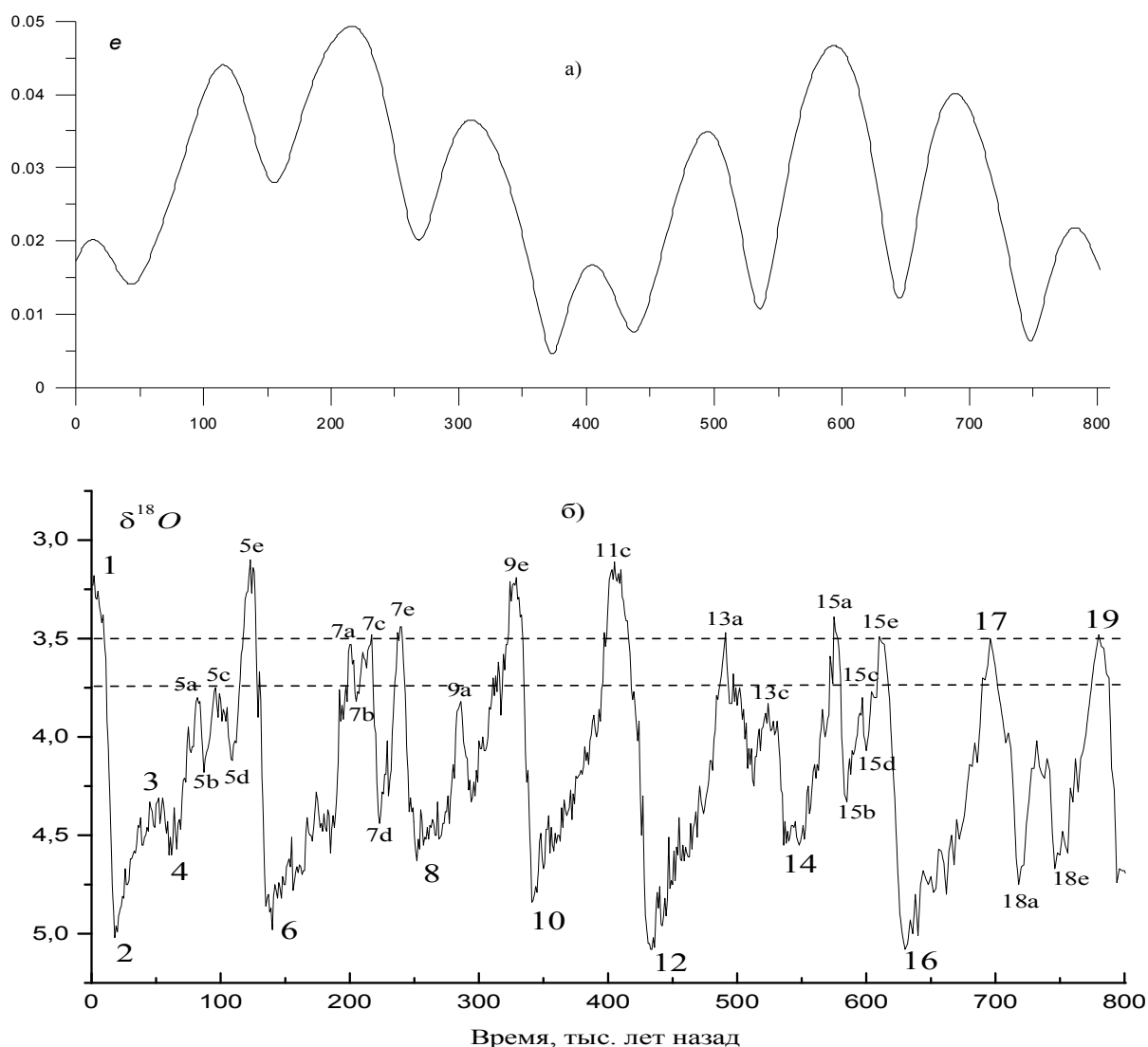


Рис. 1. Сопоставление изменений эксцентриситета (Berger, Loutre, 1991) (а) и ИК кривой LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005) (б) для последних 800 тысяч лет. Крупными цифрами на ИК кривой обозначены некоторые МИС; цифрами с латинскими буквами – подстадии отдельных ИК стадий. Штриховые линии отмечают пороговые значения $\delta^{18}O$ (3.5‰ и 3.73‰), предложенные в работе (Past Interglacials Working Group, 2016) для выделения межледниковий (см. текст). Для стандартного представления ИК кривой (потепления – графические максимумы, похолодания – минимумы) ось $\delta^{18}O$ (в промилле, ‰) направлена вниз.

В случае выделения двух межледниковий и одного оледенения внутри МИС 7 возникает другая проблема. Да, величина $\delta^{18}O$ для МИС 7d близка аналогичным значениям, выделяемым для максимумов $\delta^{18}O$ традиционных оледенений МИС 8, МИС 14. Это предполагает, что во временном интервале МИС 7 произошло изменение природных условий от типичных межледниковых до ледниковых, после чего снова наступило межледниковье. Следовательно, скорость изменения природных условий в цикле межледниковье-оледенение-межледниковье была *значительно* большей, нежели во всех других случаях для последних 800 тыс. лет. Например, согласно кривой LR04 (см. рис.), время перехода от максимального потепления МИС 9 – подстадии 9e, до подстадии 7e – около 96 тыс. лет, от МИС 15a до МИС 13a – около 81 тыс. лет, тогда как интервал времени МИС 7e – МИС 7c составляет всего 17 тыс. лет. Таким образом, климатические колебания, примерно одинаковой интенсивности, внутри МИС 7 проходили в среднем в 5(!) раз быстрее, чем в другие интервалы времени, включающие переход от максимума одного межледниковья до максимума следующего.

Реально ли такое возрастание скорости роста климатических изменений, в том числе и скорости роста объёма ледниковых щитов, особенно при приближении к его максимальному значению? Если реально, то в чём его причина? Насколько адекватно отражает ИК кривая глубоководных осадков климатические события, происходящие, и наиболее ярко выраженные, на суше? Вот вопросы, которые, на мой взгляд, должны возникнуть при рассмотрении данного события, отодвигая на второй план выделение конкретных межледниковий и оледенений. Здесь нелишне ещё раз отметить и то, что ИК кривая LR04, вообще говоря, не подтверждает считающегося общепринятым вывода, сделанного ранее на основе изучения континентальных разрезов, о направленном похолодании в плейстоцене. Во всяком случае, межледниковые МИС не демонстрируют этого похолодания в течение последних 800 тыс. лет. Более того, в работе (EPICA, 2004) на рубеже примерно 450 тыс. лет назад выделено «событие среднего Брюнеса» (“Mid-Brunhes event”), отражающего увеличение амплитуды климатических колебаний в хроне Брюнес, в том числе и повышение «межледниковых» показателей нечётных МИС.

Можно привести и другие примеры некоторых несоответствий в записи палеоклиматических событий на суше и в океане, касающихся, кстати, и количества межледниковий хрона Брюнес, выделяемых, например, в лессово-почвенных разрезах (Большаков, 2015б). Всё это отражает известную проблему корреляции записи палеогеографических событий в глубоководных и континентальных разрезах плейстоцена, до сих пор не имеющую своего удовлетворительного решения. Однако здесь остановимся ещё на одном соображении, возникшем в связи с выделением авторами (Past Interglacials Working Group, 2016) 11 межледниковий в хроне Брюнес, явившимся одним из главных итогов их работы. Создаётся ощущение, что у авторов этой работы нет общего понимания проблемы ледниковых циклов плейстоцена, т.к. у них не разработан механизм преобладания 100-тысячелетней периодичности климатических изменений последнего миллиона лет; нет у них и общепринятого объяснения «среднеплейстоценового перехода». Более того, из их представлений вытекает, что утверждение о 100-тысячелетней цикличности межледниковий недостаточно обосновано. В указанной статье они постоянно пытаются связать проявление межледниковий (их интенсивность, длительность и временной интервал) прежде всего с изменениями прецессионного индекса, видимо, не отдавая себе отчёта в том, что влияние прецессии на климатические изменения второй половины плейстоцена наименьшее среди всех орбитальных элементов, и практически отсутствует в первой (древней) половине плейстоцена. Поэтому причинная связь чередования межледниковий с изменениями орбитальных параметров в последние 800 тысяч лет в работе (Past Interglacials Working Group, 2016) не установлена. (Отсутствие такой связи совершенно очевидно при сравнении кривой LR04 с вариациями июльской инсоляции, определяющий вклад в которые даёт прецессия (Большаков, Капица, 2011)). Используемое авторами (Past Interglacials Working Group, 2016) визуальное определение пороговых значений (или уровня моря, или величины $\delta^{18}\text{O}$) представляется не имеющим под собой объединяющей смысловой основы для определения понятий «межледниковье» или «оледенение».

Такая смысловая основа установлена в рамках новой концепции орбитальной теории палеоклимата (Большаков, 2003). Новая концепция объясняет практически все наиболее заметные климатические колебания (не только оледенения и межледниковья) последних 800 тыс. лет, отражённые на кривой LR04, совокупным воздействием (иным, чем в теории Миланковича и его последователей, к которым относятся и авторы (Past Interglacials Working Group, 2016)) вариаций орбитальных параметров Земли (Большаков, 2014, 2015а). В этом случае, основываясь в первую очередь на представлениях новой концепции и имея в виду ИК данные по глубоководным осадкам, предварительно может быть предложено следующее определение: «Оледенения и межледниковья второй половины плейстоцена (моложе 120 тыс. лет) — это циклически повторяющиеся, глобальные и направленные (в целом немонотонные) похолодания и потепления сопоставимой длительности с общей продолжительностью цикла от 80 до 120 тысяч лет». Таким образом, привлечение параметра

времени для выделения наиболее значимых палеоклиматических событий плейстоцена представляется необходимым в рамках новой концепции орбитальной теории. Ещё более необходимо возможно более тщательное сопоставление и согласование палеоклиматических записей плейстоцена, особенно его нижней половины, по глубоководным и континентальным отложениям, направленное на разработку корректного и непротиворечивого механизма глобальных колебаний климата в плейстоцене.

Список литературы:

- Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата М.: МГУ, 2003б. 256 с.
- Большаков В.А. Корреляция континентальных и глубоководных отложений плейстоцена: постановка вопроса и некоторые проблемы // Изв. РАН. Сер. географ. 2006. № 4. С. 16-28.
- Большаков В.А. Связь глобальных колебаний климата в плейстоцене с вариациями орбитальных параметров Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 97–112.
- Большаков В.А. О механизме «среднеплейстоценового перехода». // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2015а. Т. 23. № 5. С. 92-109
- Большаков В.А. О соотношении количества ледниковых циклов хрона Брюнес, выделяемых в глубоководных и континентальных разрезах // Физика Земли. 2015б. № 5. С. 20-41
- Большаков В.А. Капица А.П. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник РАН. 2011. Т. 81. № 7. С. 603-612
- Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия АН. Серия географическая. 2004. № 1. С. 7-25
- Марков К.К. Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения. М.: Наука, 1986
- Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период (ледниковый период – антропогенный период). Т. III. М.: Недра. 1967
- Berger A. Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years// Quat. Sci. Rev. 1991. V.10. P.297-317
- Emiliani C. Pleistocene temperatures //J. of Geology. 1955. V. 63. p. 538-578
- EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623-628.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. // Paleoceanography 2005. V. 20, PA 1003; doi:10.1029/2004PA001071.
- Past Interglacials Working Group of PAGES. Interglacials of the last 800,000 years, // Rev. Geophys., (2016), 54, doi:10.1002/2015RG000482.

**ПРИРОДОВЕДЕНИЕ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ В ТРУДАХ
АНДРЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВЕЛИЧКО**

О.А. Борсук¹, В.А. Снытко²

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия,
borsuko39@gmail.com

² Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва, Россия,
vsnytko@yandex.ru

**THE STUDIES OF ENVIRONMENT AND ENVIRONMENTAL MANAGEMENT
IN THE RESEARCHES BY ANDREI ALEKSEEVICH VELICHKO**

O.A. Borsuk¹, V.A. Snytko²

¹ Moscow State University of M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

² Institute of the History of Science and Technology by S.I. Vavilov, RAS, Moscow, Russia

Профессор Андрей Алексеевич Величко (27 июня 1931 года – 11 ноября 2015 года) внес большой вклад в развитие географии второй половины XX – начала XXI веков. Окончив кафедру геоморфологии МГУ в 1953 году, он всю свою творческую деятельность проводил в стенах Института географии Российской академии наук. При этом А.А. Величко сохранял связь с Марковской школой Московского университета и кафедрой геоморфологии.

С первых полевых работ в отрядах Института географии А.А. Величко уделяет внимание тщательному описанию разрезов четвертичных отложений и отбору образцов. Вскоре появляется его статья по методике отбора монолитов четвертичных отложений. Одновременно с ней появляются его небольшие статьи – размышления по геоморфологическим эволюционным проблемам: например, размышления о переходе оврагов в балку и речную долину, формировании балочного аллювия показывают постоянную тенденцию связи процессов накопления разнообразных по генезису отложений с типом процессов формирования. Изначально на полевых работах по отложениям позднего плейстоцена и голоцена устанавливаются связи А.А. Величко с археологами, которые с годами будут только расширяться и укрепляться.

В конце 1950-х - начале 1960-х годов в СССР приезжали исследователи из Польши, Франции и других стран. Появились первые полевые контакты, начался обмен методами изучения рельефа и четвертичных отложений.

Методы описаний разрезов четвертичных отложений с тщательной прорисовкой включений, анализ кварцевых зерен и формы обломков вошли в практику полевых исследований. А.А. Величко публикует несколько статей в польском издании "Перигляциального бюллетеня". Перигляциальная зона с ее особыми ландшафтами тундростепей и необычным набором процессов – криогенных и эоловых - привлекает внимание ученого на всю жизнь. Сравнительно-географический метод – от современности к прошлому, но без категоричного униформизма, глубокое рассмотрение факторов формирования ландшафтов, прежде всего климатов прошлого, использование методов смежных наук характерно для работ А.А. Величко.

В 1971 году он возглавил созданный в Институте географии отдел палеогеографии (с 1991 года – лаборатория эволюционной географии), где были собраны специалисты (палеогеографы, почвоведы и геоморфологи), активно включившиеся в изучение плейстоцена. Руководимый А.А. Величко коллектив отличался комплексностью исследований природы прошлого в позднем кайнозое, привлечением классических и новых методов исследования, широким охватом палеогеографических проблем. Это позволяло создавать базу для прогнозов изменения климата. В 2007 году за работы по анализу глобальных климатических изменений А.А. Величко в составе группы ученых нашей планеты был удостоен Нобелевской премии Мира.

Особо выделяются монографические работы – атласы-монографии, первый из которых – "Палеогеография Европы за последние 100 тысяч лет" (1982). В дальнейшем географический охват территорий увеличивается до Северной Евразии и всего Северного полушария, а временной интервал – до всего кайнозоя ("Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет ...", 1999).

Кроме палеоклиматических и палеоландшафтных научных построений в 1960-е годы А.А. Величко вместе с К.К. Марковым и коллегами по географическому факультету выпускает обобщающие труды по четвертичному периоду: "Четвертичный период" в соавторстве с К.К. Марковым и "Плейстоцен" в соавторстве с Г.И. Лазуковым, К.К. Марковым и В.А. Николаевым. Эти работы широко используются студентами – географами, получившими четко структурированные и ясно изложенные основные закономерности сложной истории последнего этапа геолого-географической среды нашей планеты. Вышедшая в 1973 году книга А.А. Величко "Природный процесс в плейстоцене" стала настольной для нескольких поколений географов и принесла своему автору золотую медаль Русского Географического Общества.

Не только учебные пособия связывали ученого с географическим факультетом МГУ. Многолетние контакты А.А. Величко со студентами и преподавателями осуществлялись при изучении проблем эволюционной географии в курсах, прочитанных в МГУ, в ходе работы в государственных аттестационных комиссиях, в руководстве ряда практик студентов – географов. Лаборатория эволюционной географии в значительной мере состоит из выпускников факультета. Внимательный, интеллигентный А.А. Величко был воплощением

истинного ученого в глазах студентов и аспирантов, а также всех, кто общался с этим замечательным человеком.

В 1988 году в Польше группе студентов, проходивших практику, удалось встретиться с А.А. Величко на полевой экскурсии в долине р. Висла. Он показал студентам не только известный в Европе непрерывностью осадконакопления буровой керн озерных отложений, но и представил студентов руководителям полевого семинара. Спустя годы выпускники вспоминали эту интересную и познавательную встречу.

А.А. Величко с первых полевых работ на р. Десне прослеживает приспособление человека к перигляциальным условиям. Постепенно, шаг за шагом, от описаний стоянок человека в позднем плейстоцене и голоцене исследователь прослеживает адаптацию человека к суровым ландшафтным условиям перигляциальной зоны. Карандашные зарисовки автора позволяют понять, как наш далекий предок, используя разум, смог не только выживать, но и эволюционировать, приближая неолитическую революцию.

Многочисленные путеводители к полевым экскурсиям позволяют А.А. Величко в концентрированном виде представить результаты работ по комплексному ландшафтно-палеогеографическому и археологическому изучению стоянок.

Международные связи, наработанные Институтом географии и лично А.А. Величко, позволили создать прекрасные монографии и монографии-атласы с участие многих крупных зарубежных ученых, творческие коллективы которых объединенными усилиями решают проблемы палеогеографии, палеоклиматологии, закладывая базу для ситуационных прогнозов развития природной среды, в том числе и с учетом антропогенного фактора.

Особого внимания заслуживает атлас-монография "Первоначальное заселение Арктики в условиях меняющейся природной среды", вышедший в 2014 году. Главная цель атласа-монографии заключается в том, чтобы попытаться на современном уровне знания осмыслить процесс начального продвижения человека на север, понять главные побудительные мотивы этого движения, сконцентрировать имеющиеся данные, отражающие конкретные черты освоения новых территорий в экстремальных ландшафтно-климатических обстановках и связанные с этим процессом адаптационные возможности первобытного человека. В книге анализируются территориальная и хронологическая скорости освоения полярных районов и неравномерность (дискретность, волнообразность, отражающая интенсивность расселения преимущественно в теплые фазы) этого процесса в Северной Евразии и в Северной Америке, зависящие как от ландшафтно-климатических условий, так и от уровня развития примитивной экономики.

Наиболее значимым для читателя станет раскрытие способности человека при самом раннем уровне развития хозяйства преодолевать крайне суровые условия окружающей среды не только внутриконтинентальные, но и в морских акваториях, таких как Берингов пролив (Берингия), и пространства между высокоширотными полярными островами, такими как Канадский арктический архипелаг, уже 4500 лет назад достигать северной оконечности Гренландии, вплоть до широты 80 градусов (Земля Пири) и выживать в условиях многомесячной полярной ночи. Картографический метод активно использован в работах автора и блестяще применен в монографии-атласе.

А.А. Величко умел доходчиво и интересно изложить результаты своих изысканий в таком научно-популярном журнале как "Природа". Результаты исследований и приведенные в опубликованных книгах карты по изменениям природной среды использовались и используются преподавателями разных педагогических вузов. Свидетельства тому – публикации в журнале "География в школе".

СОСТАВ ВАЛУННО-ГАЛЕЧНИКОВОГО МАТЕРИАЛА КРАЕВОЙ МОРЕНЫ МАКИМАЛЬНОГО ДОНСКОГО ЛЕДНИКА НА НИЖНЕМ ХОПРЕ

В.А.Брылев

Волгоградский государственный социально-педагогический университет, г. Волгоград,
Россия, brilev_vspu@rambler.ru

COMPOSITION OF BOULDER-PEBBLE INCLUSIONS FROM THE END MORAIN OF THE DON GLACIATION AT THE LOWER KHOPER RIVER

V. A. Brylev

Volgograd state social-pedagogical University, Volgograd, Russia

Нижний Хопер в пределах Волгоградской области изучен в плане эволюционной географии еще явно недостаточно. А между тем, как на склонах реки, так и в долине на поверхности разбросаны валуны и галька различных размеров: от сантиметра до трех метров в поперечнике. Петрографический состав их свидетельствует о явно не местном происхождении. Чтобы разобраться в этом кратко опишем геолого-геоморфологические условия территории. Изученный нами район – это южное окончание Средне-Русской возвышенности, расположенное между Средним Доном и Нижним Хопром, именуемое в научной литературе Калачской возвышенностью. Выше уреза упомянутых рек возвышенность снизу-вверх сложена отложениями верхнемелового отдела: сеноманским, туронским и сенопским (кампанским и сантонским ярусами). Литологически – это кварцево-глауконитовые пески, писчий мел, опоки, глины и песчаники. Выше них залегают светлые кварцевые пески с прослоями песчаников и глин, которые относятся к эоцен-олигоцену палеогеновой системы. Вся эта толща перекрыта песками и глинами полтавской олигоцен-миоценовой свиты, в которую, на крайнем южном окончании возвышенности, врезаются проблематичные (ергенинские или усманские) пески неогена.

Отметки рельефа плакоров составляют в исследуемом регионе от 200 до 160 м и плавно понижаются в южном направлении, они покрыты южными черноземами и прорезаны глубокой и разветвленной овражно-балочной сетью. Урез главного базиса эрозии – р. Хопер здесь около + 50 м. На пониженных междуречьях на склонах и в долинах встречаются группами или отдельные валуны гранитов, кварцитов, зеленокаменных и других пород, явно принесенных ледником. По мнению ученых Института Географии РАН, это мог быть максимальный для Русской равнины ранне-среднеплейстоценовый Донской ледник (Брылев, 2005).

Среди валунов выделяется гигантский гранитный Слащевский валун, высотой почти 2 метра и 10 метров в окружности, массой более 35 тонн. Очевидно, что такой гигант мог быть транспортирован только в теле ледника. В этой же местности разбросаны валуны средних и мелких размеров.

Для подтверждения высказанной гипотезы нами совместно с дипломником-заочником (тогда в 1987 г.) были отобраны мелкие валуны и галька в количестве 200 штук и отправлены в лабораторию палеогеографии Института Географии АН СССР петрографу Ю. Н. Грибченко, который любезно согласился определить их состав. Результаты его анализа мы приводим в таблице. В процентном соотношении среди пород преобладают кварцитовидные песчаники розово-красного цвета, кварцы и граниты, возможно шокшинские, карельские. Местные породы – известняки, кремни, мергели, мел. Мергели количественно составляют 15 %.

Среди приносных пород и минералов встречаются также амфиболиты, диабазы, базальтоиды, порфириды, сланцы, редко эпидоты. Это также позволяет предположить, что районом сноса мог быть, наряду с Балтийским щитом, также и Северный Урал (Шик, 2004).

Нами предложено придать самому крупному валуну Прихоперья и области статус регионального геолого-геоморфологического памятника природы. Это убережет его от разрушения человеком, так как в конце XX столетия в этом регионе производились

строительные работы – мост через Хопер и асфальтированные дороги в связи, с чем у хозяйственников возникли идеи взорвать валун и его щебенку использовать в строительных целях.

Крупное скопление валунов среднего размера находится на низких террасах приустьевой части левого берега р. Хопер вблизи хут. Ярской П. Визуальный осмотр их показал, что валуны аналогичны тем, что разбросаны вблизи ст. Слащевской.

Проведенные нами на протяжении последних тридцати лет с перерывами мониторинг позволяет сделать следующие выводы:

1. Валуны различных размеров могут быть принесены в Нижнее Прихоперье только ледником, их хорошая окатанность вместе с несортированностью фракций свидетельствует об этом, т.к. ни река, ни море, ни вулкан (появились и такие публикации) не смогли бы транспортировать этот каменный материал за тысячи километров.
2. Источником сноса, по мнению Ю. Н. Грибченко, вероятнее всего, мог быть Балтийский щит, и менее вероятно, что Северный Урал.
3. В результате глубокой денудации валунно-галечниковый материал был спроецирован на поверхность рельефа. Разброс переотложенной морены по вертикали превышает 100 м.
4. Валуны имеют палеогеоморфологическое и палеогеографическое значение и сведения о них могут с успехом применяться в преподавании географии в школе, такой опыт имеется.
5. Осознавая важность сказанного, следует в данном районе при впадении Хопра в Дон организовать памятник природы геолого-геоморфологического значения «Приледниковый ландшафт» с устройством выставки, проведения экскурсий, научной работы.

Список литературы:

Брылёв В.А. Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины: монография. – Волгоград: Перемена, 2005. – 351 с.

Шик С.М. О проекте региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской России / С.М. Шик // Экология антропогена и современность: природа и человек: материалы конф. – Волгоград – Астрахань, 24-27 сент. 2004 г. – СПб.: Гуманистика, 2004. – С.21-25.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ДОЛИНЕ Р. ВЫМЬ

М.Н. Буравская, Т.И. Марченко-Вагапова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, buravskaya@geo.komisc.ru

PALEOGEOGRAPHY OF THE LATE NEOPLEISTOCENE AND THE HOLOCENE IN THE VYM RIVER VALLEY

M.N. Buravskaya, T.I. Marchenko-Vagapova

Institute of Geology Komi SCUB RAS, Syktyvkar, Russia

Изучение верхненеоплейстоценовых и голоценовых отложений проведено в долине верхнего и среднего течений р. Вымь, протекающей в юго-западной части Республики Коми. Участок исследований приурочен к территории западного склона Тиманского кряжа. В верхнем течении река узкая, меандрирующая, течет через ледниковую пологоволнистую, слабо возвышающуюся к северо-востоку равнину. В среднем течении, до устья р. Весляны, река отличается прямолинейностью. Русло ограничено выходами на дневную поверхность древних коренных пород и осложнено перекатами. Террасовый комплекс сложен средне-верхнеоплейстоценовыми и современными образованиями. В задачи исследований входило литологическое и палинологическое изучение верхнеоплейстоценовых и голоценовых отложений, выявление условий их формирования и основных особенностей палеогеографии региона в эти периоды.

Осадки верхнего неоплейстоцена слагают верхние части II и III надпойменных террас. Обе террасы врезаны в ледниковые или озерно-ледниковые отложения печорского горизонта, выходящие в цоколе этих террас.

Отложения, предположительно сулинского возраста изучены в верховье реки на правом берегу в 3,5 км ниже по течению от устья р. Похью. Осадки общей мощностью 3,7 м вскрыты в 1,5 м от уреза воды. В основании разреза залегает грубый песчано-гравийный материал, который перекрывается серым мелко- среднезернистым песком, переходящим в сизо-серый суглинок и глину. Вверх по разрезу наблюдается переслаивание песка мелко- среднезернистого коричневого и глины серо-коричневой. Выше крупность песка увеличивается, наблюдаются включения гравия, гальки, валунов. Верхняя часть разреза представлена почвой подзолистого типа.

Спорово-пыльцевой спектр обнаружен в суглинистых и глинистых отложениях в интервале 1,75-2,45 м. Господствующее положение в комплексе занимает пыльца хвойных растений, в которой преобладает сосна *Pinus sylvestris* (до 54 %) и ель *Picea* sp. (около 40 %). Единично отмечается пыльца *Abies* sp., *Larix* sp. В составе лиственных пород в небольшом количестве, но постоянно присутствует пыльца *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Salix* sp. Единично отмечены широколиственные породы: дуб *Quercus* sp. и граб *Carpinus* sp.

В группе травянистых растений постоянно встречается пыльца *Ericaceae*, *Rosaceae*, *Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*. Состав мезофильного разнотравья очень разнообразен и представлен семействами *Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Apiaceae*, *Valerianaceae*, *Asteraceae*, *Linaceae* и другими, а также пыльцой водных растений *Nuphar lutea* (L.) Smith, *Alisma* sp.

Среди споровых растений доминируют папоротники семейства *Polypodiaceae* и сфагновые мхи. Разнообразен состав плаунов рода *Lycopodium*, единично встречается *Osmunda* sp.

Таким образом, состав спорово-пыльцевого комплекса свидетельствует о том, что во время формирования осадков на изученной территории господствующее положение занимала лесная растительность. Наибольшего распространения достигали хвойные еловые и сосновые леса с участием пихты, лиственницы, березы и ольхи, с примесью широколиственных пород. Открытые участки были заняты луговыми формациями. Развивались водоемы с водной растительностью. Комплекс характеризует довольно теплые и влажные климатические условия.

Отложения бызовского возраста представлены озерными и аллювиальными осадками, слагающими верхнюю часть II надпойменной террасы, в 2,5 км выше по течению от устья р. Похью. Основание террасы сложено валунным суглинком, на котором залегает двух метровая пачка пластичной сизо-коричневой глины, перекрытая толщей разнотравных серых и коричневых песков мощностью 5 м. Пески косо- и горизонтальнослоистые за счет изменения окраски и размерности. Наблюдаются прослои глины и суглинков. Венчается разрез подзолистой почвой.

Из всех слоев были отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ. В пробах из глины (в интервале 3.0–5.0 м) и прослоя глины из песков (в интервале 5.2–5.7 м) обнаружены споры и пыльца, которые позволяют охарактеризовать развитие растительности в отдельные этапы бызовского интерстадиала, вероятнее всего, относящиеся к стадиям Svd₄ и Svd₆. Палинологический комплекс, соответствующий стадии Svd₄, отражает распространение темнохвойных лесов из ели *Picea* sp. (до 26 %) и сосны *Pinus sylvestris*. Значительное участие в составе лесов принимала береза: *Betula* sect. *Albae* и *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, с примесью ольхи. Открытые участки территории были заняты луговыми ценозами, в составе которых отмечена пыльца злаков, полыней (до 24 %), маревых, представителей семейств *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichoriaceae*, *Valerianaceae*, *Cornaceae* и *Asteraceae*. Среди споровых растений господствовали папоротники

сем. Polypodiaceae и зеленые мхи. Отмечены плауны, сфагновые мхи, единично встречается *Selaginella selaginoides*.

Спорово-пыльцевой комплекс, отвечающий стадии Svd₆, характеризует развитие березовых, сосново-березовых редколесий и разнообразных кустарниковых группировок. В этих сообществах преобладают кустарниковая и карликовая березы (*Betula* sect. *Fruticosae* (до 26 %), несколько меньше *Betula nana* (около 23 %)), участие хвойных невелико. Большое развитие получили травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья, болотные и луговые формации. В этой группе значительную долю (до 30 %) составляют вересковые Ericaceae. Достаточно велико участие папоротников сем. Polypodiaceae, сфагновых мхов. Видовой состав плаунов включает *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*. Отмечаются споры *Botrychium* sp.

Полученные спорово-пыльцевые комплексы отражают условия периодов потепления, когда распространялась лесная растительность.

Современные осадки слагают I надпойменную террасу и пойму реки. В позднеледниковье – начале голоцена в результате понижения базиса эрозии, вызванное спуском ледниково-подпрудного озера, повышавшего базис эрозии р. Вычегды и её притоков, произошло образование I надпойменной террасы. Формирование долины в голоцене происходило в условиях постепенного её расширения при размыве устойчивых к эрозии четвертичных отложений, слагающих борта долины (Буравская, Голубева, 2016). В строении аллювия выделены три основные фации: русловая, пойменная и старичная.

Русловая фация аллювия, видимая в разрезах, мощностью до 0,5 м сложена серым и темно-серым средне- мелкозернистым песком с мелким гравием. Средний диаметр частиц составляет 0,25 мм, со средней степенью сортированности материала $S_c = 0,46$.

Пойменная фация представлена светло-коричневыми и бурыми тонкозернистыми песками или супесями с прослоями темно-коричневых суглинков. Мощность пойменных осадков – 3-3,5 м. Отложения средней степени сортированности ($S_c = 0,42$), средний диаметр частиц равен 0,076 мм.

Осадки старичной фации встречаются крайне редко, что связано с медленным развитием меандров и старичных озер. Их формирование происходило во второй половине голоцена. Комплексное изучение старичных осадков проведено на правом берегу реки в 2 км ниже по течению от устья р. Нижняя Видзю. В основании разреза залегает серый тонкозернистый песок с прослоями и линзами суглинка, представляющий озерно-речную субфацию старичного аллювия мощностью 1,25 м. Осадконакопление субфации происходило при периодической связи водоема с главным руслом реки во время половодий. Отложения характеризуются средней степенью сортированности материала ($S_c = 0,47$ при $d_{cp} = 0,055$ мм) и перекрываются осадками озерно-болотной субфации, мощностью 1,5 м, сформированной в спокойной седиментационной обстановке при полной изоляции старицы от реки. Отложения представлены сизо-серым неслоистым суглинком и серо-коричневой пластичной глиной и перекрыты темно-коричневым торфом. При изучении палеоботанического материала из отложений старицы палинологическим методом выделены спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие природно-климатических условия периодов их формирования. Комплекс I (At-3) характеризует развитие хвойных лесов с господством ели, значительной примесью сосны, березы, ольхи и единичным участием вяза. Открытые местообитания были заняты луговыми ценозами. Комплекс II (Sb-1) свидетельствует о том, что на данной территории господствовали разреженные лесные группировки из березы с единичным участием ели. Открытые участки зарастали папоротниками. Комплекс III (Sb-2) указывает на широкое развитие таежных лесных группировок, состоящих из ели, сосны, березы с участием ольхи. В составе лесов постоянно присутствуют широколиственные породы. Открытые площади были заняты лугами. Комплекс IV (Sb-3+Sa-1) отражает распространение березовых, еловых и сосновых лесных группировок. Открытые территории зарастали папоротниками или происходило развитие

луговых формаций. Комплекс V (Sa-R) характеризует этап развития хвойных лесов из ели и сосны с примесью березы, ольхи и сообществами из папоротника и сфагнома.

По данным изменения растительности, можно выделить два наиболее теплых климатических периода: позднеатлантический и среднесуббореальный, когда происходило распространение таежных лесов с единичным участием широколиственных пород. Периоды похолоданий характеризуются развитием лесных группировок, сформированных в основном березой и сообществами из папоротника.

Таким образом, результаты литологического и палинологического изучения отложений в долине р. Вымь позволили проследить развитие геосистем исследуемого района. Реконструированные природно-климатические условия седиментации осадков в сулинском, бызовском и современном периодах дают представление об эволюции природной среды этой территории в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 12-У-5-1016 «Верхний плейстоцен на Европейском Севере России: палеогеография, седиментогенез, стратиграфия»

Список литературы:

Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Особенности палеогеографических условий аллювиального осадконакопления в голоцене (юго-западная часть Тимано-Печоро-Вычегодского региона) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар, Геопринт, – 2016. – №4. – С. 17-23.

ДОНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ЕГО УНАСЛЕДОВАННОСТЬ В СОВРЕМЕННОЙ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ

О.П. Быковская, А.С. Горбунов, В.Н. Бевз

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия, drumlina2012@yandex.ru

THE DON GLACIATION AND ITS REFLEX IN THE CURRENT LANDSCAPE STRUCTURE OF THE CENTRAL CHERNOZEM REGION

O.P. Bykovskaya, A.S. Gorbunov, V.N. Bevz

Voronezh State University, Voronezh, Russia

На значительной территории Центрального Черноземья распространены отложения покровных плейстоценовых оледенений. Особенно широко представлены флювиогляциальные, озерно-ледниковые и моренные образования Донского оледенения. Общая площадь их составляет около 65 тыс. км². В ряде районов они обнажены или залегают близко от поверхности, образуя литогенную основу ландшафтов.

Ландшафтообразующая роль ледниковых отложений в пределах Центрального Черноземья проявляется по-разному. В одном случае они оказывают воздействие на отдельные физико-географические компоненты, в другом – предопределяют образование своеобразных литогенных ландшафтов (. Благодаря своим литологическим особенностям, унаследованности палеогеографических условий формирования и устойчивости инварианта, ландшафты ледниковых отложений по ряду признаков отличаются от природно-территориальных комплексов других генетических групп. Им свойственны свои особенности структурно-генетической организации, функционирования, динамики и направленности развития. Учет специфики природно-территориальных комплексов, имеющих литогенную основу ледникового происхождения, приобретает особую значимость в связи с необходимостью разработки мероприятий, направленных на оптимизацию ландшафтно-экологической обстановки региона.

Формирование ландшафтов ледниковых отложений складывается из двух этапов: образование литологической основы и появление в ее условиях новой геосистемы. Первая стадия получила название литогенеза - процесса формирования и последующих изменений

осадочных горных пород. В качестве движущего фактора литогенеза выступают тектонические движения, климат, растительность, животный мир и хозяйственная деятельность человека. В 1963 г. Н.М. Страховым были выделены следующие типы литогенеза: ледовый, гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный. Литогенез выступает в роли мощного ландшафтообразующего фактора, под воздействием которого трансформируются отдельные компоненты природы и формируются своеобразные ландшафты, получившие название «литогенных».

В период плейстоценовых покровных оледенений проявился **ледовый литогенез**, предопределивший образование и развитие древних и современных ландшафтов на значительной территории рассматриваемого региона. Основное условие проявления ледового литогенеза – низкая средняя температура в течение всего года, сопровождающаяся отсутствием сколько-нибудь заметной деятельности воды в жидкой фазе, что в свою очередь вызывает резкое подавление всех химических процессов выветривания и осаждения вещества из растворов, а также уменьшение жизнедеятельности организмов. Простота процессов породообразования приводит к тому, что ледовые отложения состоят из одного класса обломочных пород – морены и песчано-валунных накоплений (камов и озов).

Формирование отложений приледниковой зоны, образующихся в результате других типов литогенеза, в частности, гумидного, тесным образом переплетено с ледниковой седиментацией и приобретает некоторые специфические черты, отличающие его от областей с классическим проявлением гумидного литогенеза. К их числу относятся отложения приледниковых озер, песчаные отложения временных водно-ледниковых потоков (зандры) и ряд других. Вместе с собственно ледниковыми отложениями они образуют основу многочисленных ПТК Центрального Черноземья и выступают в качестве ведущего фактора формирования своеобразных литогенных ландшафтов.

Ландшафтообразующая роль литогенеза в зависимости от соотношения его с интеграциями основных источников развития современных ландшафтов может изменяться в широких пределах – от ведущей до подчиненной. В том случае, если литогенез выступает в качестве ведущего фактора формирования ландшафтов, его целесообразно именовать **литоландшафтогенезом**. Конечным результатом литоландшафтогенеза является возникновение литогенных ландшафтных комплексов. Теория литогенных ландшафтов, предложенная Ф.Н. Мильковым получила дальнейшее развитие в работах В.Б. Михно (1993, 1999, 2000), Н.И. Дудника (2000, 2001, 2004), А.И. Нестерова (1976), З.П. Бердниковой (1962) и др.

Комплексы, литогенной основой которых стали ледниковые отложения, довольно четко обособливаются на фоне соседних ПТК, что позволило нам выделить их в особую категорию – **ландшафтов ледниковых отложений**.

Ландшафты ледниковых отложений – это литогенные природно-территориальные комплексы, в формировании которых определяющую роль играют залегающие на поверхности или близко от нее породы, происхождение которых связано с плейстоценовыми оледенениями. К ландшафтам ледниковых отложений мы относим только те ПТК, в которых нижние горизонты (литогенная основа) имеют собственно ледниковое происхождение, т.е. формировались в ледниковом секторе или в зоне контакта ледника с окружающими ландшафтами и без его существования немислимы (морена, флювиогляциальные отложения, отложения подпрудных ледниковых озер, конечно-моренных гряд т.д.). Ландшафты, в литогенной основе которых присутствуют перегляциальные отложения, сформировавшиеся на территории Черноземья при участии ледника (лессы, аллювий), но в других районах не всегда связанные с ледовым литогенезом, к категории ПТК ледниковых отложений не относятся.

Если ледниковые отложения залегают на дневной поверхности или перекрыты только почвенным покровом, они непосредственно влияют на рельеф, воды, климат, почвы и растительность, способствуя образованию **ландшафтов собственно ледниковых отложений**. В том случае, когда ледниковые отложения (в частности морена) перекрыты

другими (например, покровными суглинками), они оказывают косвенное влияние на компоненты природы, формируя **сопряженные ландшафты ледниковых отложений** (ледниково-эрозионные, ледниково-карстовые, ледниково-суффозионные, ледниково-оползневые и т.д.).

По степени перекрытости ледниковых отложений и интенсивности их влияния на процесс формирования ландшафта можно выделить три категории ландшафтов ледниковых отложений: ландшафты с обнаженной, завуалированной и погребенной ледниковой литогенной основой (рис. 1).

Ландшафты с обнаженной ледниковой литогенной основой достаточно широко известны в пределах Центрального Черноземья. Их природная специфика проявляется в геологической открытости ледниковых отложений – прежде всего песков, лишенных развитого почвенного покрова, образованного обычно маломощными песчаными и супесчаными почвами. Примером ландшафтов с обнаженными ледниковыми отложениями могут служить зандровые ПТК, сформировавшиеся в бассейне Верхнего Оскола и на правом берегу Дона на отрезке между с. Хлевное и устьем р. Икорец (Воронежская флювиогляциальная гряда). Этим ландшафтам присущи особые формы рельефа (бугристо-котловинные поверхности, суффозионные западины, цирковидные балки), повышенная увлажненность (близкое залегание грунтовых вод, предопределенное наличием в песчаной толще водоупоров в виде суглинков и глин), преобладание сосновых лесонасаждений с элементами бореальной флоры, болотных и псаммофитных степных растительных группировок.

Ландшафты завуалированных ледниковых отложений сформировались в условиях перекрытости флювиогляциальных и моренных отложений почвенно-дерновым или элювиально-почвенно-дерновым покровом. Материнской породой почв в данном случае выступают различные по литологическому составу ледниковые отложения. Геоморфологической особенностью ландшафтов завуалированных ледниковых отложений является сглаженность рельефа. В структуре этих ландшафтов заметную роль играют лугово-степные и лесные комплексы, в том числе широколиственные леса. Например, выровненные зандровые поверхности междуречья рек Убля и Котел Белгородской области, занятые дубовыми лесами на серых лесных почвах.

Ландшафты покрытых ледниковых отложений образовались в условиях перекрытости этих пород другими, генетически с ними несвязанными отложениями. В данном случае ландшафтообразующая роль литогенной основы, представленной ледниковыми отложениями, проявляется косвенно. Примером такого косвенного влияния может служить воздействие глинистых моренных отложений, залегающих в ряде мест Центрального плоскоместного физико-географического района на глубине до 5 м, на водный режим ландшафтов этих территорий, способствуя образованию заболоченных и луговых ПТК междуречного недренированного типа местности.

Ландшафты ледниковых отложений получили развитие в пределах двух зональных областей Центрального Черноземья, лесостепной (97% площади) и степной.

Внутренняя структура зональных областей раскрывается посредством физико-географических провинций, в которых долготно-климатические различия и особенности рельефа накладывают отпечаток на характер почв растительности и других компонентов ландшафта. Таких провинций на территории Черноземного региона три: лесостепная Среднерусской возвышенности, лесостепная Окско-Донской равнины и степная Среднерусской возвышенности. Большинство ландшафтов ледниковых отложений вследствие особенностей исторического развития и геоморфологического устройства приурочены к провинции Окско-Донской низменной равнины и окраинным, восточным отрогам Среднерусской возвышенности.

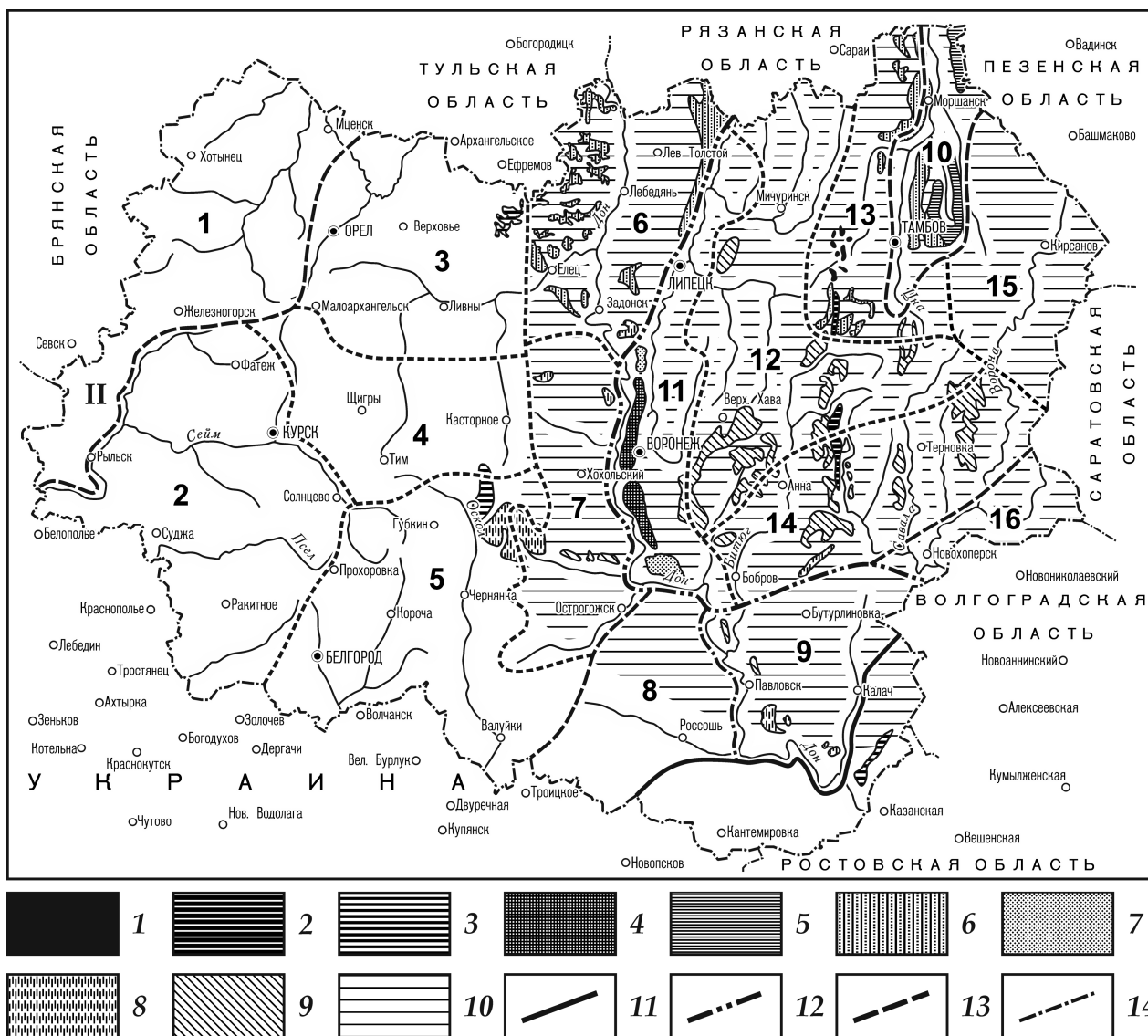


Рис. Распределение ландшафтов ледниковых отложений Донского оледенения по физико-географическим районам Центрального Черноземья.

Условные знаки: Ландшафты с обнаженной ледниковой литогенной основой: 1 – камовых холмов; 2 – наледниковых озер и потоков; 3 – приледниковых бассейнов; 4 – озов; 5 – водно-ледниковых отложений времени отступления ледника. Ландшафты с завуалированной ледниковой литогенной основой: 6 – водно-ледниковых отложений времени отступления ледника; 7 – озов; 8 – водно-ледниковых отложений времени максимального развития ледника. Ландшафты с погребенной ледниковой литогенной основой: 9 – водно-ледниковых отложений времени отступления ледника; 10 – моренных отложений. Границы: 11 – природных зон; 12 – физико-географических провинций; 13 – природных подзон; 14 – физико-географических районов. Цифрами на карте обозначены физико-географические районы: **Лесостепная зона:** **Провинция Среднерусской возвышенности:** Подзона северной лесостепи: 1 – Верхнеокский. Подзона типичной лесостепи: 2 – Суджанский; 3 – Сосниский; 4 – Тимский; 5 – Осколо-Донецкий; 6 – Придонской известняково-карстовый; 7 – Придонской меловой. Подзона южной лесостепи: 8 – Калитвинский волнисто-балочный; 9 – Калачский овражно-балочный. Провинция Окско-Донской равнины: Подзона северной лесостепи: 10 – Цнинский долинно-зандровый. Подзона типичной лесостепи: 11 – Левобережный придолинно-террасовый; 12 – Центральный плоскоместный; 13 – Северо-восточный Прицнинский; 14 – Южный Битюго-Хоперский; 15 – Восточный Вороно-Цнинский. Подзона южной лесостепи: 16 – Среднехоперский. Степная зона: Провинция Среднерусской возвышенности: 17 – Богучарский правобережный; 18 – Южнокалачский левобережный.

Сравнительно крупные части провинций, имеющие геоморфологическую, климатическую и почвенно-растительную обособленность формируют физико-

географические районы. Именно на уровне районов ландшафты ледниковых отложений приобретают ведущее значение. Такую картину можно наблюдать в пределах Цнинского долинно-зандрового северо-лесостепного района. Он приурочен к долине р. Цна и прилегающей к ней с востока песчаной равнине. В основании района залегают мощные толщи флювиогляциальных и аллювиальных песков, которые у южных окраин района сменяются супесями и покровными суглинками. В рельефе территории господствует песчано-бугристый рельеф, представляющий собой продукт древнего эолового процесса. По многочисленным понижениям территории получили развитие болотно-озерные ландшафты.

Почвенно-растительный покров Цнинского долинно-зандрового физико-географического района обусловлен широким распространением флювиогляциальных песчаных отложений. Правобережье р. Цна представляет собой лесной массив, где господствуют сосновые и сосново-широколиственные насаждения с бореальными элементами флоры. Под этими лесами формируются песчаные и супесчаные малогумусные серые лесные и дерново-подзолистые почвы со следами оглеения и фрагментами болотных почв. В районах с хорошими дренажными условиями сосновые леса сменяются дубравами, а в переувлажненных местах осинниками. Относительно хорошо сохранившиеся лесные массивы стали пристанищем для редких в последнее время видов животных и птиц (лось, олень, косуля, кабан, барсук, лесная куница, глухарь, тетерев, филин и др.).

В структуре ландшафтов Цнинского долинно-зандрового северо-лесостепного физико-географического района ведущее место занимают ландшафты ледниковых отложений, выступающие как фоновые ПТК. Представлены они в основном ландшафтами флювиогляциальных гряд, долинных зандров, камовых холмов, наледниковых потоков с хвойно-широколиственными лесами на серых лесных почвах. На ландшафтно-типологической схеме эти ПТК объединяются в водораздельно-зандровый тип местности, который занимает порядка 35% общей площади района, выступает его ландшафтным ядром.

Другой пример, когда ландшафты ледниковых отложений выступают в качестве ведущих в формировании крупного регионального ПТК, Центральный плоскоместный типично лесостепной физико-географический район. Это обширная плоская слабо расчлененная центральная часть Окско-Донской низменной равнины в основании которой залегают моренные отложения Донского возраста перекрытые покровными суглинками. Поверхности междуречий имеют вид плоских равнин, однообразие которых нарушают неглубокие ложбины стока и суффозионные западины. Грунтовые воды, упором для которых служат моренные глины, на значительной площади района лежат близко к поверхности (3-5 м), вызывая формирование лугово-черноземных, засоленных, реже болотных почв. Участки территории, характеризующиеся лучшими дренажными условиями заняты типичным черноземами.

Для района характерно почти полное безлесье, даже по долинам рек леса являются большой редкостью. Слабое подобие леса представляют собой осиновые кусты, приуроченные к западинам междуречных плато. Луговые степи, в прошлом широко представленные в пределах района, в настоящее время сохранились лишь по склонам редких балок. Большая же часть территории распахана.

Ландшафты ледниковых отложений, имеющие в своей основе Донскую морену, в структуре геосистем Центрального плоскоместного района играют довольно значительную роль. Порядка 15% площади приходится на междуречный недренированный тип местности, образование которого напрямую связано с наличием моренного глинистого водоупора. Недренированные ландшафты являются характерными для района, его важным ландшафтным звеном.

В том случае, когда ландшафты ледниковых отложений не выступают в качестве доминантных или характерных для физико-географического района, но, тем не менее, на отдельных довольно крупных участках территории, играют ведущую роль, целесообразно использовать дополнительную региональную единицу – ландшафтный участок. Например, в пределах Осколо-Донецкого типично лесостепного физико-географического района, в

верховьях р. Оскол образовался довольно крупный массив флювиогляциальных песчаных отложений, занятых хвойно-широколиственными лесами на серых лесостепных почвах. Эти ландшафты существенно отличаются от фоновых геосистем района, вследствие чего их целесообразно рассматривать в рамках особого ландшафтного участка с ведущим влиянием ледниковых отложений.

Таким образом, ландшафты ледниковых отложений на территории Центрального Черноземья в значительной мере предопределяют особенности крупных региональных комплексов. Их существование служит основой выделения некоторых физико-географических районов (Цнинский долинно-зандровый), они выступают в качестве характерных ПТК крупных единиц районирования (Центральный плоскоместный), являются показателем обособления более мелких таксонов – ландшафтных участков.

Список литературы:

Быковская О.П., Михно В.Б., Горбунов А.С., Бевз В.Н. Ледовый литоландшафтогенез и его проявление в ландшафтной структуре Центрального Черноземья // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический факультет Моск. гос. ун-та, 2015. – С. 46-48.

Быковская О.П., Горбунов А.С. Зандровые ландшафты Белгородской области // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: География. Геоэкология. – 2013. – №1. – С. 94-98.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Подходы к реконструкции оледенений среднего плейстоцена Восточно-Европейской равнины // Пути эволюционной географии. – М., 2002. – С. 32-44.

Глушков Б.В. Донской ледниковый язык // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 5, 2001. – 166 с.

Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет: (Кайнозой: от палеоцена до голоцена) / под ред. А.А. Величко. – М.: ГЕОС, 1999. – 260 с.

Мильков Ф.Н. Ландшафтная география и вопросы практики. – М.: Мысль, 1966. – 255 с.

Михно В.Б., Быковская О.П. Ледовый литоландшафтогенез Центрального Черноземья // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География и геоэкология. – 2002. – № 1. – С. 35-44.

Михно В.Б. Литоландшафтогенез, его сущность и специфика // Вестн. Воронеж. отд. РГО. – 1999, Т.1. –С. 1-7.

Михно В.Б., Быковская О.П. Структурная организация ландшафтов Донского ледника // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География и геоэкология. – 2003. – № 1. – С. 20-29.

Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы / под ред. А.А. Величко, С.М. Шик. – М.: ГЕОС, 2001. – 160 с.

Михно В.Б., Горбунов А.С. Физико-географическое районирование // Эколого-географический атлас-книга Воронежской области. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2013. – С. 199-200.

Михно В.Б., Быковская О.П. Ландшафты с ледниковой литогенной основой // Эколого-географический атлас-книга Воронежской области. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2013. – С. 201-203.

Михно В.Б., Быковская О.П. Районирование ландшафтов с ледниковой литогенной основой // Эколого-географический атлас-книга Воронежской области. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2013 – С. 204-205.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене – голоцене. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1991. – 280 с.

ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КРУПНЫХ ЦУНАМИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ПРИМОРЬЯ В ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

**Л.А. Ганзей¹, Н.Г. Разжигаева¹, Ю. Нишимура², Х.А. Арсланов³,
Т.А. Гребенникова¹, В.М. Кайстренко⁴, А.О. Горбунов⁴**

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия,
lganzev@tig.dvo.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии, университет Хоккайдо, г. Саппоро, Япония,
yns@mail.sci.hokudai.ac.jp

³Санкт-Петербургский университет, г. Санкт-Петербург, Россия, arslanovkh@mail.ru

⁴Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия,
victor@imgg.ru

AGE AND IMPRINTS OF STRONG TSUNAMIS IN THE PRIMORYE COAST IN HISTORICAL TIME AND IN THE LATE HOLOCENE

**L.A. Ganzev¹, N.G. Razzhigaeva¹, Yu. Nishimura², Kh. A. Arslanov³,
T.A. Grebennikova¹, V.M. Kaistrenko⁴, A.O. Gorbunov⁴**

¹Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

²St-Petersburg State University, St-Petersburg, Russia

³Institute of Volcanology and Seismology, Hokkaido University, Sapporo, Japan

⁴Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Сильные цунами происходят редко, и недостаточное количество исторических наблюдений не позволяет получить надежные данные по их повторяемости и интенсивности. Для Япономорского региона имеются летописные свидетельства о прохождении цунами катастрофического характера, вызвавших человеческих жертвы. В историческое время катастрофические последствия имели цунами с высотой более 5 м, произошедшие в 1341, 1741, 1833 гг. Известны и другие цунами с высокими заплесками (701, 1026, 1614, 1793, 1799, 1804, 1872 гг.), некоторые из них могли достичь берегов Приморья. В XX веке цунами 1940, 1983 и 1993 гг. также привели к значительным разрушениям и человеческим жертвам на Японских островах. Последнее цунами было настоящей катастрофой для о. Окусири, где высота волны достигла 30.6 м. Проявление известных цунами XX века на побережье Приморья имело меньшие масштабы. Сразу после цунами 1983, 1993 здесь были проведены обследования побережья, что позволило измерить их высоты (до 5-7 м) и оценить разрушительное воздействие на берег (Го и др., 1985; Полякова, 2012; Горбунова и др., 1997). На побережье Восточного и Южного Приморья проведены работы по поиску и идентификации осадков цунами в разрезах береговых низменностей с целью определения возраста наиболее сильных событий и оценкой их параметров в бухтах, отличающихся строением подводного берегового склона и побережья. Район работ охватывал побережье от бух. Удобная на севере до бух. Анна на юге и о. Русский.

Цунами 1983, 1993 гг., несмотря на небольшую интенсивность проявления по сравнению с трансокеаническими или сильными локальными событиями, оставили осадки в виде покрова или отдельных пятен песков, которые удалось найти в кровле разрезов береговых низменностей спустя 20–30 лет после событий (рис. 1). Как правило, осадки встречаются на побережье бухт, где величина заплеска волн превышала 3 м. Наилучшая сохранность осадков отмечена в бухтах, приуроченных к низкопорядковым водотокам. В бухтах, в которые впадают крупные реки, осадочные покровы, скорее всего, были смыты во время наводнений. Так, в бухтах Опричник, Лидовка, Рудная Пристань, где наблюдались высокие заплески цунами, в ходе наших исследований осадки не были найдены. Обычно в разрезах встречается один прослой песков, отвечающий более сильному цунами, проявившемуся в конкретном месте. В редких случаях в разрезах удалось найти осадки цунами и 1983, и 1993 гг. (бухты Милоградовка, Валентин, Кит, Проселочная, оз. Лебединое

в зал. Восток). Поскольку высота и дальность заплеска цунами были небольшими, осадки локализованы в узкой зоне, ширина которой редко превышает 100 м. Максимальная протяженность покрова осадков вглубь суши 300 м зафиксирована на побережье бух. Валентин. Наибольшие мощности осадков наблюдаются в бухтах, где много песчаных наносов в береговой зоне. Обычно такие участки приурочены к крупным водотокам или расположены на побережье, где в области сноса распространены граниты (бухты Валентин, Кит, Триозерье), поскольку при разрушении кор выветривания на этих породах образуется большое количество песчано-гравийного материала. Максимальная мощность осадков цунами 1983 г. отмечена на побережье бух. Триозерье (до 10 см), цунами 1993 г. – бух. Валентин (до 11 см). В целом, толщина слоя осадков цунами 1993 г. значительно меньше, чем осадков этого же цунами на побережье Западного Хоккайдо вблизи эпицентра землетрясения, где мощность осадков достигала 28 см (Nanayama et al. 2000).

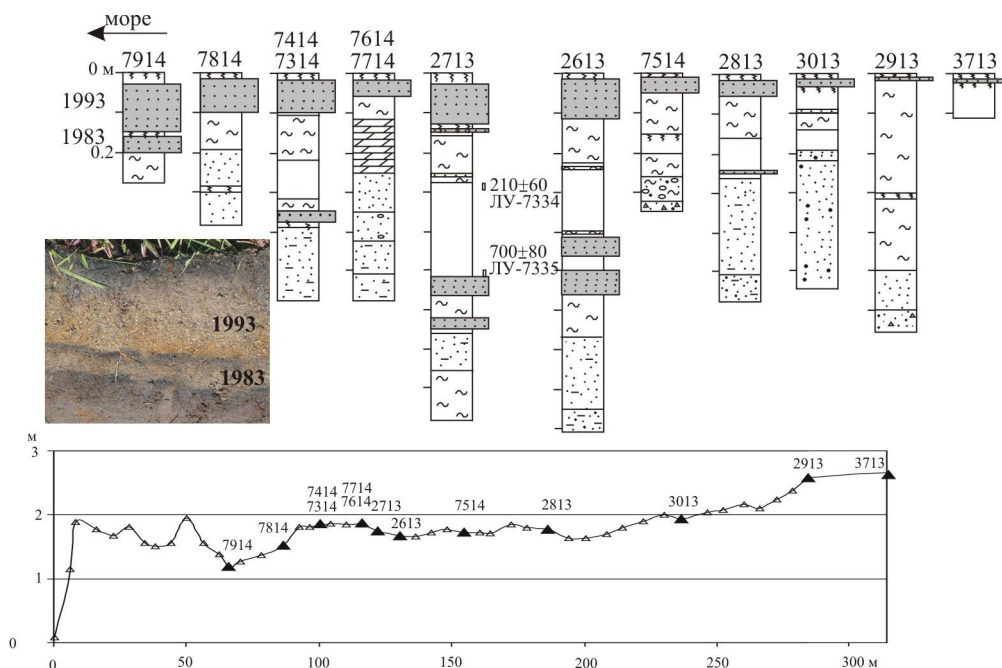


Рис. 1. Осадки цунами 1993 и 1983 г. на побережье бух. Валентин.

Геоморфологические наблюдения, проведенные после прохождения цунами 1983, 1993 гг. на побережье Приморья, показали, что в ряде бухт цунами вызвало активную эрозию и существенные изменения в строении аккумулятивных участков берега (Короткий, Куликова, 2008). Наиболее активная эрозия происходила там, где был сильный обратный поток. Накопление осадков цунами 1983, 1993 гг. происходило, в основном, за счет прямого потока и во время стояния воды на участках, где обратный поток не был интенсивным. Осадков, сформированных обратным потоком, не было обнаружено. Материал, который переоткладывался цунами, поступал с подводного берегового склона (глубины не более 15 м), пляжа, штормовых валов и морских террас. Среди морских диатомей, в основном, встречаются сублиторальные бентосные и планктонные виды. Почти во всех бухтах в незначительных количествах в осадках найдены и глубоководные виды диатомей. Большая часть створок морских диатомей целая, но встречаются и фрагменты, что свидетельствует о высокой турбулентности потока. Среди пресноводных диатомей в осадках встречены виды, имеющие экологическую принадлежность, не соответствующую биотопу на участке аккумуляции. В некоторых случаях состав диатомей свидетельствует, что волна цунами проходила через приустьевые лагуны или лагунные озера, захватывала и переносила воду и донные осадки.

Подробная геологическая летопись сильных цунами, произошедших в последние 600-700 лет, обнаружена на побережье закрытой бухты Спокойная на о. Русский (Ганзей и др., 2016). Бухта представляет собой своеобразную седиментологическую ловушку, закрыта от

влияния сильных штормов, в прибрежной зоне достаточно песчаного материала для формирования хорошо выраженных песчаных покровов в зоне затопления цунами, нет крупного водотока, способного размывать осадки во время наводнений. Цунамигенные пески обнаружены в разрезах торфяника и локализованы в узкой зоне, ширина которой не превышает 60 м (рис. 2), что свидетельствует о небольших высотах и дальности заплесков цунами. Торфяник подстилают пески древнего пляжа, которые накапливались в завершающую фазу трансгрессии на границе малого голоценового оптимума и малого ледникового периода. Специфика цунамигенных осадков, найденных на побережье бух. Спокойная, заключается в том, что переоткладывался, в основном, материал из морских источников, поэтому осадки включают большое количество морских и солоноватоводных диатомей, встречены бентосные фораминиферы и фрагменты ракообразных. С учетом снижения уровня моря в малый ледниковый период зона затопления могла достигать 200-250 м, то есть сильные цунами этого возраста были более масштабными событиями, чем цунами XX века. Помимо осадков современных цунами здесь были обнаружены осадки цунами 1833 г, XVII века (1614 или 1644 гг.), 3-4 цунами XIV-XVI веков.

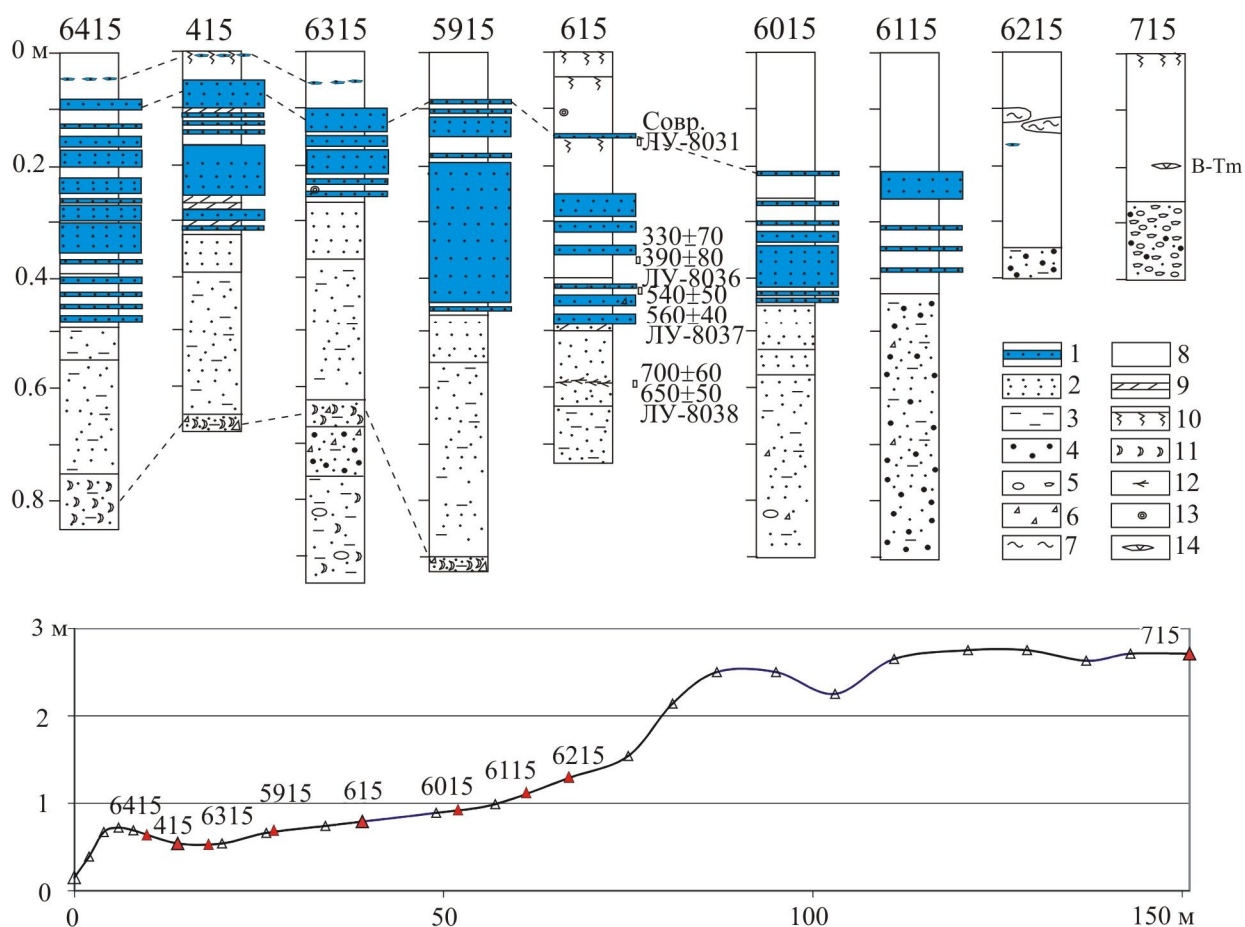


Рис. 2. Разрезы торфяников с цунамигенными песками на побережье бух. Спокойная, о Русский. 1 – прослой морских песков в торфянике, 2 – песок, 3 – алеврит, 4 – гравий, 5 – галька разной окатанности, 6 – дресва, 7 – суглинок, 8 – торф, 9 – торфянистый алеврит, 10 – почва, 11 – обломки раковин, 12 – zostera, 13 – древесина, 14 – вулканический пепел В-Тм влк. Байтоушань (извержение 969 г. н.э.).

Летопись цунами исторического возраста получена также для участка побережья от Духовских озер до бух. Рудная Пристань, где заплески цунами XX века были наиболее высокими. В ряде бухт здесь был обнаружен хорошо выраженный слой песка, оставленный цунами около 600 л.н. (^{14}C -даты 580 ± 80 л., 600 ± 50 кал. л., ЛУ-7104; 580 ± 40 л., 600 ± 40 кал. л., ЛУ-6562; 530 ± 50 л., 580 ± 50 кал. л., ЛУ-6558), высота заплеска волн была более 4 м. Осадки этого же цунами датируются на о. Русский около 540 ± 50 л.н., 560 ± 40 кал. л.н., ЛУ-8037.

На побережье Восточного Приморья обнаружены осадки цунами, которое произошло около 800 л.н. (рис. 3). В бухте Кит в разрезе 2.5 м лагунной террасы из подстилающих отложений получена ^{14}C -дата 830 ± 60 л. (790 ± 70 кал. л.), ЛУ-7064. Ниже по разрезу найдена линза вулканического пепла В-Тм влк. Байтоушань, катастрофическое извержение которого произошло в 969 г. н.э. Осадки этого же цунами найдены в бух. Китовое ребро, где в 150 м от уреза обнаружен слой песка, из нижележащего торфа получена ^{14}C -дата 820 ± 40 л. (750 ± 40 кал. л.), ЛУ-6890. Высота заплеска цунами была не менее 3 м. Вероятно, это же цунами, оставило тонкий прослой песка в 470 м от берега в бух. Лангоу I.



Рис. 3. Цунамигенные пески в разрезах отложений береговой низменности бух. Кит.

В бух. Триозерье в разрезе торфяника обнаружен тонкий прослой песка, включающий окатанные зерна кварца и полевого шпата, которые могли быть перенесены с прибрежного мелководья. Здесь же встречено вулканическое стекло, схожее по морфологии с маркирующим пеплом В-Тм (влк. Байтоушань, извержение 969 г.). Из вмещающего торфа получена ^{14}C -дата 1100 ± 80 л., 1030 ± 90 кал. л., ЛУ-8047. Калибровочные значения этой даты охватывают временной интервал, в который попадает одно из сильнейших исторических цунами в Японском море, произошедшее 16 июня 1026 г.н.э. (Minoura, Nakata, 1994). Это гигантское цунами (высота волны 10 м) было вызвано сильным землетрясением (М 7.5), очаг которого находился в юго-восточной части Японского моря в 10 км от берега напротив равнины Масуда. Возможно, это цунами достигло бух. Триозерье.

В бух. Милоградовка в разрезе торфяника встречен песок, оставленный цунами, которое произошло около 1220 ± 60 л.н., 1160 ± 80 кал. л.н., ЛУ-7717. База данных по историческим цунами (Historical tsunami database...) включает несколько сильных цунами IX века, эпицентры которых находились около Префектуры Ниигата.

В разрезах торфяников Восточного Приморья были обнаружены следы трех позднеголоценовых палеоцунами. Одно из сильных событий произошло около 1840 ± 70 л.н., 1780 ± 80 кал. л.н., ЛУ-7062; 1820 ± 80 л.н., 1750 ± 100 кал. л.н., ЛУ-7333. Следы этого события обнаружены на побережье бух. Кит, где прослой морского песка прослежен на расстояние более 300 м вглубь суши. Цунами сопровождалось сильной эрозией на берегу и переносом значительного количества эродированного материала. Мощность осадка не выдержана, встречаются линзы мощностью до 23 см, облекающие куски торфа, которые были занесены волной цунами на поверхность болота (рис. 2). За счет таких включений в некоторых колонках этот слой распадается на два слоя.

В нескольких бухтах были найдены осадки цунами, произошедшего около 2.3 тыс. л.н. Из подстилающих органогенных отложений в бух. Кит были получены ^{14}C -даты 2290 ± 80 л., 2300 ± 120 кал. л., ЛУ-7065; 2540 ± 80 л., 2600 ± 120 кал. л., ЛУ-7063, в бух. Триозерье 2280 ± 60 л., 2260 ± 80 кал. л., ЛУ-8028. В этот же возрастной интервал попадает ^{14}C -дата 2100 ± 80 л.,

2090±100 кал. л., ЛУ-6563, полученная под прослоем цунамигенного песка, обнаруженного в отложениях палеоозера бух. Лангоу I. Калиброванные значения возраста этого события имеют несколько вероятностных пиков. Анализ графиков позволяет предположить, что наиболее вероятные интервалы календарного возраста – 410-350 или 300-210 гг. до н.э. Высота цунами была более 4-5 м, дальность заплеска – более 150 м.

Наиболее древнее событие зафиксировано в разрезах на побережье бух. Триозерье. Здесь в 250 м от берега в почвенном профиле, лежащем на делювиальных суглинках, обнаружен прослой песка, имеющий покровное залегание, который прослеживается узкой полосой параллельной береговой линии и выклинивается в тыловой части береговой низменности. Контакты с нижележащими отложениями резкие, что говорит о быстром захоронении при кратковременном событии. Мощность слоя до 25 см, залегает на высоте до 2.1 м н.у.м. Из подстилающей почвы получена ^{14}C -дата 3290±70 л., 3520±80 кал. л., ЛУ-8033. Осадок этого же цунами обнаружен в разрезе среднеголоценовой лагунной террасы, где залегает под торфяником (мощностью 1 м). Слой песка включает маломощную линзу торфа. Из вышележащего торфа и линзы торфа получены близкие ^{14}C -даты 3320±70 л., 3550±80 кал. л., ЛУ-8042 и 3270±70 л., 3500±80 кал. л., ЛУ-8048. Анализ графиков калибровочных значений позволяет предположить, что песок образован во время события, произошедшего около 1620-1520 гг. до н.э. В это время уровень Японского моря был на 1 м ниже современного (Короткий и др., 1997), с учетом этого заплеск цунами можно оценить не менее 3 м. Цунами затапливало практически всю береговую низменность, включая озера, захватывало озерную воду и донные осадки. По-видимому, это цунами сопровождалось большей эрозией и интенсивно перерабатывало материал с пляжа, морских террас, пересыпей, дна озер и торфяников.

Изучение разрезов береговых низменностей Приморья позволило идентифицировать следы нескольких сильных цунами, произошедших в последние 3.5 тысячи лет. Осадки цунами найдены только на побережье бухт, которые относятся к наиболее цунамиопасным, где во время цунами 1983, 1993 гг. были высокие заплески. Исторические и позднеголоценовые палеоцунами, следы которых обнаружены в разрезах, были, по-видимому, более масштабными событиями, чем известные цунами XX века.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 15-05-00179.

Список литературы:

- Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А. и др. Проявление исторических цунами на о. Русский, Японское море // Успехи современного естествознания, 2016. №5. С. 116-124.
- Го Ч.Н., Иващенко А.И., Симонов К.В., Соловьев С.Л. Проявления Япономорского цунами 26 мая 1983 года на побережье СССР // Накат цунами на берег. Горький: ИПФ АН СССР, 1985. С. 171–180.
- Горбунова Г.В., Диденко Г.В., Дьяченко В.Д. и др. Обследование проявления цунами 12-13 июля 1993 года на побережье Приморского края // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. том 8. С. 728.
- Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестник ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121-143.
- Короткий А.М., Куликова В.В. Воздействие цунами на прибрежную зону Приморья // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 34–47.
- Полякова А.М. Опасные и особо опасные гидрометеорологические явления в северной части Тихого океана и цунами в побережья Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2012. 182 с.
- Historical tsunami database for the Pacific, 47 BC to present version 2.4 of February 21, 2005. http://tsun.sccc.ru/On_line_Cat_r.htm.
- Minoura K., Nakata T. Discovery of an ancient tsunami deposits in coastal sequences of southwest Japan: Verification of a large historic tsunami // The Island Arc. 1994. V. 3. P. 66-72.
- Nanayama F., Shigeno K., Satake K. et al. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan // Sedimentary Geology. 2000. V. 135. P. 255–264.

РЕКОНСТРУКЦИИ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НИЖНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В БАССЕЙНАХ СЕЙМА, ОКИ, ДОНА, КАМЫ Н.И. Глушанкова¹, А.К. Агаджанян²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
ni.glushankova@mail.ru

²Палеонтологический институт РАН имени А.А.Борисяка, Москва, Россия,
aagadj@paleo.ru

RECONSTRUCTION AND CORRELATION OF THE EARLY NEOPLEISTOCENE PALEO GEOGRAPHIC EVENTS IN THE SEIM, OKA, DON AND KAMA RIVER BASINS N.I. Glushankova¹, A.K. Agadjanyan²

¹Department of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia;

²Paleontological institute of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia

Детальные междисциплинарные исследования стратотипических и опорных разрезов в ледниково-перигляциальных и внеледниковых лёссовых областях Центра и востока Русской равнины, отличающиеся друг от друга строением новейших отложений и историей палеогеографического развития, позволили воссоздать непрерывный ход изменения природной среды на протяжении неоплейстоцена, обусловленный последовательной сменой 17 глобальных природно-климатических событий: 9 тёплых (7 межледниковых и 2 интерстадиальных) и 8 разделяющих их оледенений или похолоданий ледникового ранга. В нижнем неоплейстоцене, в пределах бассейнов Сейма, Оки, Дона, Камы, авторами выделено 4 ледниковых комплекса и 4 разделяющих эти комплексы отложений межледниковых эпох с тираспольской микротериофауной (Агаджанян, 2008; Глушанкова, 2008). Ниже приводится их краткая интерпретация.

ПЕТРОПАВЛОВСКИЙ ТЕРМОХРОН

Согласно существующим представлениям основание неоплейстоцена совпадает с рубежом палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес (0,78 млн. лет назад), а нижняя его граница проводится в основании петропавловского горизонта, относящегося к палеомагнитной эпохе Матуяма (Шик, 2014). Соответствующие ему аллювиальные отложения, изученные в бассейне Верхнего Дона, содержат микротериофауну переходную от таманской к тираспольской. Облик сообщества Петропавловка-2 определяют полёвки, с преобладанием среди них корнезубых форм рода *Mimomys*, при высокой численности некорнезубых особей. Среди последних доминируют примитивные *Terricola*, ещё сохраняются более архаичные формы, похожие на *Allophaiomys* и уже появляются первые *Microtus*. По экологическому облику эта фауна лесостепного типа, существовавшая в условиях тёплого и умеренно влажного климата. В субэаральных образованиях петропавловскому горизонту отвечает, балашовская почва с текстурно-дифференцированным профилем и признаками субтропического почвообразования. В ней обнаружена микротериофауна с преобладанием сусликов рода *Citellus*, которую исследователи относят к самым низам эпохи Брюнес или к заключительной фазе эпохи Матуяма. О лесостепных условиях и значительно более тёплом климате, чем современный, свидетельствует видовой состав малакофауны (Агаджанян, 2008; Агаджанян, Глушанкова, 1989; Величко, 2012; Шик, 2014).

ПОКРОВСКОЕ ПОХОЛОДАНИЕ

В перигляциальных ландшафтах Верхнего Дона покровское похолодание сопровождалось лёссонакоплением и значительным усилением криогенных процессов, о чём свидетельствуют клиновидные структуры в основании бобровского лёсса, рассекающие залегающую ниже балашовскую почву. Покровские аллювиальные отложения (разрез Урыв-Покровка) содержат раннетираспольский комплекс мелких млекопитающих, в котором отсутствуют представители рода *Allophaiomys*. Преобладает *Mimomys pusillus*; *M. intermedius* имеет подчинённое значение. Наряду с *Microtus oeconomus* присутствуют архаичные формы *M. hyperboreus*. Из кустарниковых полёвок преобладает *Terricola hintoni*, хотя уже

появляется *T. Gregaloides*. В покровское время в бассейне Дона существовали перигляциальные ландшафты – вначале лесостепные с кустарниковыми зарослями из березы, позднее – степные с преобладанием полынно-маревых ассоциаций. О суровости климата свидетельствует также тот факт, что даже на крайнем юге могли встречаться биотопы с участием криофитов (Агаджанян, 2008; Болиховская, 2004).

ИЛЬИНСКОЕ ВРЕМЯ

По комплексу данных, полученных в бассейне Дона, сложный в палеогеографическом отношении ильинский тёплый интервал (~ 780-660 т.л.н., ИКС 17), пришедший на смену покровскому похолоданию, характеризовался неоднократными колебаниями ландшафтно-климатических условий, приведших к формированию трёх аллювиальных комплексов с раннетираспольской микротериофауной, различающейся по эволюционному уровню, и теплолюбивыми моллюсками. В субэральных отложениях ильинскому горизонту соответствует лёссово-почвенная серия, включающая три ископаемые почвы, а также два, разделяющих их, горизонта лёсса. Палеопочвы, в кротовинах которых обнаружены остатки раннетираспольских мелких млекопитающих, обнаруживают определённое сходство в строении профиля, они слабо дифференцированы на гумусовый и иллювиальный горизонты, уплотнены, оглеены, ожелезнены. Особенности морфологического строения, физико-химические свойства палеопочв ильинского межледниковья позволяют предположить, что формирование их происходило на фоне достаточной тепло - влагообеспеченности при активном участии дернового процесса. Доминирующую роль в формировании раннеильинской чернозёмовидной прерийной почвы, в условиях смены степных фитоценозов лесостепными, играли гумусово-аккумулятивные процессы, а в позднеильинской – наряду с гумусово-аккумулятивными, в лесостепных ландшафтах имели место процессы лессиважа. В теплоумеренном климате оптимумов ильинского межледниковья широкое развитие получили смешанные хвойно-широколиственные и широколиственные леса с участками неогеновых реликтов. В составе микротериофауны, изученной в подморенном аллювии разреза Берёзовка на правом берегу р. Тёши, преобладают древние корнезубые *Miomys*, *Pliomys* и более прогрессивные некорнезубые *Pitymys*, *Microtus*. Среди грызунов в заметном количестве найдены суслики, слепыши, хомяки, рыжая полёвка *Clethrionomys*. Среди преобладающих видов основную часть составляют лесные группы. Численность и разнообразие степных видов невелико. Бореальные и арктические виды отсутствуют полностью. Представленный состав грызунов соответствует биотопам хвойно-широколиственных лесов. Многочисленные и разнообразные насекомоядные указывают на благоприятные палеогеографические условия. Климат был тёплый и умеренно влажный, т.е. соответствовал оптимуму межледниковья (Болиховская, 2004; Глушанкова, 2008; Глушанкова, Агаджанян, 2005).

ДОНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Теплые эпохи первой половины нижнего неоплейстоцена сменяются холодной эпохой, сопровождавшейся максимальным на Русской равнине донским оледенением (~ 660-610 т.л.н., ИКС 16), образующим Донской ледниковый язык. Возраст его определяется по положению морены в разрезах между слоями с находками тираспольской микротериофауны. Покровный ледник продвигался по Окско-Донской равнине – области наибольшего развития, южнее 50°с.ш. Мощность трёхслойной морены, оставленной ледником, в бассейнах Верхнего Дона (разрезы Урыв, Коротояк, Коростелёво, Моисеево и др.), Верхней Оки (разрезы Заплатино, Павлово и др.), Тёши (разрез Берёзовка), Ветлуги (разрез Красные Баки) колеблется в пределах 1,5-16,4м, иногда достигает 20 и более метров. В донской морене установлена прямая полярность, несмотря на большой разброс векторов остаточной намагниченности (Величко, 2012; Глушанкова, Агаджанян, 2005; Глушков, 2001).

Визуально цветовая гамма морены постепенно изменяется от тёмно-серой в основании толщи, через желтовато-серовато-бурую в средней части, до красновато-бурой в верхнем слое. Преимущественно в верхнем слое сосредоточен крупнообломочный материал кристаллических пород. В гранулометрическом составе мелкозёма ледниковых осадков

доминирует пелитовая фракция, а алевроитовая, уступая ей, составляет 20-33%. Вся толща морены характеризуется относительно близким химическим составом с заметной тенденцией увеличения содержания полуторных оксидов и щелочных металлов вниз по разрезу. В распределении углекислых солей по толще ясно выраженных закономерностей не наблюдается. Вещественный состав глинисто-алевритового моренного суглинка и ориентировка обломков свидетельствуют о распространении ледника из двух центров – Скандинавского и Новоземельского. Значительное похолодание в эпоху донского оледенения, влияние которого прослеживается до низовий Дона, фиксируется в экологическом облике мелких млекопитающих, представленных субарктическими видами: *Lemmus ex gr. sibiricus*, копытного лемминга *Dicrostonyx sp.* и северо-сибирской полёвки *Microtus ex gr. Hiperboreus*, архаичной узкочерепной полёвки *Microtus (Stenocranius) gregaloides*. В растительном покрове в ледниковье на Окско-Донской равнине доминировали перигляциальные степи с господством осоково-злаковых и полынно-маревых сообществ. В фазы климатического пессимума в ледниково-перигляциальной зоне в бассейнах Верхней Оки и Верхнего Дона преобладали перигляциальные тундры и лесотундры с господством криофитов (*Betula nana*, *B. Fruticosa*, *Alnaster fruticosa*, *Dryas ostapetala*, *Selaginella selaginoides* и др.) (Агаджанян, 2008; Болиховская, 2004; Глушанкова, 2008).

МУЧКАПСКОЕ (РОСЛАВЛЬСКОЕ) МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

Выше горизонта донской морены и коррелятного ей донского лёсса в разрезах Сейма (Михайловка), Верхнего Дона (Коростелёво, Урыв, Моисеево, Вольная Вершина, Коротояк-4, Коростелёво, Кузнецовка, пос. Мучкапский и др.), Нижней Камы (Речное) залегает сложно построенная пачка отложений, относимая к мучкапскому межледниковью (~ 610-535 т.л.н., ИКС 15). Она выделена на основании находок в ней позднеэоценовой фауны грызунов, в которых преобладают остатки *Miomys intermedius*, *Lagurus transiens* и появляется *Microtus cf. arvalis*, присутствуют единичные *Lagurus lagurus*. В климатическом отношении это существенное потепление на территории Русской равнины отличалось значительной влагообеспеченностью. Внутри него выделяются, по крайней мере, два хорошо выраженных оптимума (глазовский и конаховский), разделенных (подруднянским) похолоданием. Большую часть равнины в это время занимала лесная зона, в составе которой доминировали леса с участием плиоценовых реликтов. В фаунах млекопитающих отсутствуют субарктические виды мелких млекопитающих. Во всех аллювиальных свитах стратотипического района Верхнего Дона (Урыв-4, Коротояк-4), на юге Окско-Донской равнины (разрезы Жердевка, Вольная Вершина, Кузнецовка, Коростелёво-2), а также в бассейнах Оскола и Северного Донца были обнаружены прогрессивные корнезубые полёвки *Miomys intermedius* Newton при отсутствии других древних корнезубых полёвок. По своему экологическому составу фауны соответствуют тёплым условиям межледниковья и характеризуются разнообразием видового состава, присутствием большого количества насекомоядных, заметным количеством лесных грызунов. Кроме того, во всех сообществах отмечены виды степных биот: суслики, пеструшки, тушканчики (Агаджанян, 2008; Агаджанян, Глушанкова, 1989; Болиховская, 2004; Глушанкова Н.И., Агаджанян, 2005).

В бассейне Верхнего Дона (разрезы Коростелёво, Урыв, Моисеево и др.), в субэразмальных отложениях мучкапскому межледниковью соответствует полигенетический воронский педокомплекс с двумя этапами оптимального почвообразования, отражающий неоднократные изменения климатических условий. Педогенез его отличался высокой интенсивностью, обусловившей образование мощных, оглиненных почвенных образований. В ранний оптимум в почвенном покрове автономных ландшафтов преобладали бурые лесные лессивированные и луговые гидроморфные почвы; в южной части Русской равнины – почвы красноцветного облика, а на западе равнины – бурозёмоподобные. Развитие палеопочв происходило под покровом полидоминантных широколиственных лесов, простиравшихся к северу примерно до 59° с.ш. и к югу до 51° с.ш. Среди почв позднего оптимума преобладали бурые лесные лессивированные почвы в комплексе с чернозёмовидными. В южных районах равнины реконструируется лесостепь и степь. В интервалах между оптимумами расселялась

бореальная растительность с доминирующими в отдельные этапы заболоченными еловыми и елово-сосновыми лесами. В бассейне Камы (разрез Речное), в отложениях четвёртой надпойменной террасы, мучкапскому межледниковью соответствует лугово-чернозёмная почва, сформированная на аллювиальных отложениях и перекрытая осадками с тираспольской микротериофауной. Последняя представлена *Mimomys pusillus Mehely*, *Microtus oeconomus Pallas*, *Microtus sp.*, *Sorex sp.*, *Citellus sp.* Аналогии мучкапского (рославльского) межледниковья с двумя климатическими оптимумами, разделёнными крупным похолоданием, охарактеризованного позднетираспольским комплексом мелких млекопитающих, отчётливо выделяются, помимо Верхнего Дона, Нижней Камы, на территории Белоруссии, Польши, Германии и Голландии (Агаджанян, 2008; Болиховская, 2004; Глушанкова, 2008; Глушанкова, 2015).

ОКСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Нижний неоплейстоцен в соответствии с региональной хроностратиграфической схемой центральных районов Русской равнины завершает окское оледенение (536-455 тыс. лет назад, ИКС 12), сопоставляемое с эльстерским в Средней Европе. Оно отделяет отложения мучкапского межледниковья от лихвинского. Но в относительно недавнее время, в результате изучения разрезов в области донского оледенения обнаружены фауны мелких млекопитающих с архаичными *Arvicola*. В разрезе Мастюженка в бассейне р. Икорец выше отложений мучкапского межледниковья выделены доокские криотурбированные аллювиальные отложения, залегающие под инжавинской (лихвинской) почвой, включающие костные остатки древнейших *Arvicola mosbachensis Schm.* По морфологическим показателям они заметно отличаются от характерных для лихвинских отложений. Эволюционный уровень полёвок соответствует заключительному этапу кромерского времени. В разрезе Шехмань на р. Матыра выше донской морены, вскрыты два горизонта аллювия, верхний из которых включает микротериофауну, типичную для лихвинского горизонта, а нижний (со следами криотурбаций) содержит архаичных *Arvicola*, сходных с таковыми разреза Мастюженка. Состав микротериофауны, видовой состав рептилий и птиц свидетельствует о теплом и умеренно-влажном климате межледниковья, названного икорецким (МИС 13). К сожалению, пока отсутствует детальная палинологическая и палеопедологическая характеристика отложений этого межледниковья, что делает невозможным его сопоставление с другими тёплыми эпохами. В палиносpectрах отложений, отнесённых к предшествующему холодному навлинскому горизонту (ИКС 14), до 60% составляет недревесная пыльца, в которой преобладают лебедовые (до 30%) и полынь (до 40%). Среди микротериофауны присутствуют *Dicrostonyx sp.* и *Lemmus lemmus* (Иосифова, 2009).

Несмотря на ограниченные размеры окского оледенения, в перигляциальных районах Русской равнины реконструируются суровые климатические условия, о чём свидетельствуют безлесные ландшафты и широкое распространение на равнине копытного и обыкновенного лемминга, ареалы которых спускались на юг до 50-55° с.ш. (Маркова, 2004). Ледниковые отложения буровато-серой окраски часто имеют фрагментарное распространение, будучи уничтоженными экзарационными процессами последующих ледников. Вопрос о положении границы распространения ледника до сих пор вызывает дискуссии. В бассейне Оки (разрез Бряньково) окская морена тесно связана с местными питающими провинциями. Для её состава характерна большая глинистость (16,6-24,8%), высокая концентрация местных минералов – глауконита и ильменита. Минеральный состав глинистой фракции определяется высоким содержанием гидрослюды (~ 40%) и монтмориллонита (до 40-50%), значительным включением каолинита (до 20%). Преобладание минералов с лабильной решёткой в окской морене свидетельствует о значительном участии мезозойских (преимущественно монтмориллонитовых) отложений в формировании её состава (Разрезы ледниковых районов ..., 1977).

В субэзэральных отложениях окскому горизонту отвечает коростелёвский лёсс. Палинологические данные свидетельствуют о его формировании в условиях тундры и лесотундры. В бассейне Сейма (разрез Михайловка), во внеледниковой области Русской

равнины, образования окского горизонта, с размывом залегающие на мучкапских отложениях, представлены озёрными, озёрно-болотными осадками и охарактеризованы толщей слоистых и неслоистых глин, алевроитов, суглинков, супесей зеленого, палевого и коричневого цвета мощностью от 2-3 до 11-14 м. В их гранулометрическом составе доминируют пелитовые разности, содержание которых в кровле и подошве толщи почти одинаково и приближается к 40%, а в средней части превышает 50%. В основании толщи повсюду отмечаются суглинки обломочной текстуры, содержащие раковины моллюсков и костные остатки мелких млекопитающих. Возраст рассматриваемых образований установлен на основании находок микротериофауны из нижней (местонахождение Михайловка-2) и верхней (местонахождение Михайловка-3) частей разреза в северной части Михайловского карьера КМА. В сообществе мелких млекопитающих нижнего костеносного горизонта, приуроченного к сизым глинам, доминирует копытный лемминг *Dicrostonyx simplicior okaensis* Alexandrova и узкочерепная полевка *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pallas. К содоминантам относится пеструшка *Lagurus transiens* Janossy. В небольшом количестве присутствуют пищуха, суслик, рыжая полевка, лемминг рода *Lemmus*, кустарниковая полевка. По экологическому составу фауна может быть однозначно интерпретирована как перигляциальная. Основные ее компоненты - обитатели тундровых (лемминги) и степных (пеструшки, суслики) ландшафтов, либо те, что встречаются в обеих природных зонах (узкочерепная полевка). Преобладание *Dicrostonyx* свидетельствует о господстве в бассейне р. Свапы (бассейн Сейма) в эпоху существования данного сообщества открытых ландшафтов, занятых кустарничковой тундрой, в условиях холодного и сухого климата (Агаджанян, 2008; Агаджанян, Глушанкова, 1989; Глушанкова, 2008).

Полученные результаты открывают новые перспективы для корреляции палеогеографических событий, эпох почвообразования и этапов осадконакопления в неоплейстоцене различных регионов Восточной и Западной Европы.

Список литературы:

- Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука. 2008. 677 с.
- Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С.103-113.
- Болиховская Н.С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом «Городец», 2004. С. 561-582.
- Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
- Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Москва-Смоленск. Изд-во «Маджента», 2008. 348 с.
- Глушанкова Н.И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 215-227.
- Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К. Строение, состав и условия формирования плиоцен-плейстоценовых отложений в бассейне Верхнего Дона // Известия РГО. 2005. Т. 137. Вып. 1. С. 47-61.
- Глушков Б.В. Донской ледниковый язык. Воронеж. Изд-во ВГУ, 2001. 166 с.
- Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Ратников и др. Об икорецкой свите и горизонте в верхах нижнего неоплейстоцена в разрезе Мастюженка (Воронежская область) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 4. М.: Российская академия естественных наук, 2009. С. 89-104.
- Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. дом «Городец», 2004. С. 583-588.
- Разрезы ледниковых районов Центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.
- Шик С.М. Неоплейстоцен центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, том 22, № 2. С. 108-120.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УСТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИНАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ (ПО ДАННЫМ РАДИОИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)

В.А. Григорьев

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Россия,
v.a.grigorev@spbu.ru

SEDIMENTATION RATES IN THE DEEP BASINS OF THE MIDDLE AND SOUTHERN CASPIAN SEA ACCORDING TO RADIOISOTOPE DATING: METHODOLOGICAL ASPECTS

V.A. Grigoriev

Saint-Petersburg State University, Institute of Earth Science, Russia

Каспийское море имеет уникальное значение в изучении осадочных процессов Евразийского региона, являясь своеобразной водной ловушкой для терригенного и биогенного материала, поступающего как с огромной площади водосбора, так и с атмосферным переносом. Этот материал, накапливаясь в виде донных осадков, является своего рода архивом информации о процессах, протекавших непрерывно на протяжении десятков-сотен-тысяч и миллионов лет. Разрешение таких архивных записей во времени обусловлено скоростью осадконакопления – чем выше скорость, тем выше разрешение записи и, следовательно, можно более детально рассмотреть седиментационный процесс. Для Каспия современные и голоценовые скорости осадконакопления имеют сравнительно низкие значения, варьируясь в пределах от 0.1 мм/год для центральных частей глубоководных котловин (Григорьев и др., 2013; Касымов, 1987) до 2 мм/год в заливах (Karbassi and Amirnezhad, 2004; Varnosfaderany et al., 2014), и зачастую не позволяют достигнуть высокого разрешения. Поэтому немаловажную роль приобретает как можно более точное определение численных значений скоростей осадконакопления для более детальной расшифровки палеозаписей Каспийского моря. Особый интерес в этом отношении представляют центральные части глубоководных котловин – Дербентской и Южной.

Материал для исследований (колонки донных осадков) был отобран при непосредственном участии автора в ходе 39-ого рейса НИС «Рифт», проведенного в рамках программы «Система Каспийского моря» под руководством академика А.П. Лисицына в 2012 году.

Ранее автором были получены первые данные о скоростях осадконакопления в центральной части Южной котловины (станция «3916», N 38°58.636', E 50°44.383', глубина – 1025 м) по данным ²¹⁰Pb-датирования (Григорьев, 2015). Содержание свинца-210 в пробах донных осадков определялось по альфа-активности внучатого изотопа - полония-210. Но в отличие от большинства подобных методик (Ампелогова, 1976; Blanchard, 1966), которые основаны на полном растворении пробы, автором был применен новый подход к выделению Po-210, который ограничивается процедурой кислотного выщелачивания. Теоретическая обоснованность такого подхода связана с высокой степенью карбонатности исследуемых осадков (в осадочном керне станции «3916» - 10 - 20 % (Козина, 2015)). Для экспериментального подтверждения применимости кислотного выщелачивания к выделению полония из карбонатных осадков были использованы обе методики химической обработки образцов – полное растворение (Т) и кислотное выщелачивание (L) с последующим сравнением результатов. В качестве объекта исследования была выбрана осадочная колонка из центральной части Дербентской котловины (станция «3907», N 42°12.026', E 49°38.556', глубина – 720 м), как материал с самой низкой карбонатностью: содержание карбонатов в анализируемых слоях данной колонки составляет всего 5 – 10 % (Козина, 2015).

Методика полного растворения (Т)

Образцы донных осадков высушивались при комнатной температуре до постоянной массы, после чего растирались в агатовой ступке до пылевидного состояния. К навеске образца добавлялось известное количество индикатора сравнения – азотнокислого раствора с определенной активностью изотопа Po-209. Далее препарат заливался 15 мл 7М HNO₃ и оставлялся на сутки, после чего упаривался досуха и обрабатывался 15 мл концентрированной плавиковой кислоты для полного растворения силикатной фракции осадка. Процедуру повторяли трижды, каждый раз упаривая раствор досуха. На следующий стадии полученный остаток переводили в азотнокислую форму и снова упаривали, после чего растворяли в 100 мл 0,1 М HCl и 2 мл концентрированной перекиси водорода при слабом нагревании до прекращения выделения кислорода. Добавлением 200 мг аскорбиновой кислоты восстанавливались трехвалентные формы железа и разлагались остатки перекиси водорода. После этого в полученный раствор помещали заранее подготовленный никелевый диск, закрепленный в специальной фторопластовой кассете, которая обеспечивает выделение полония на одной стороне диска, и оставляли при перемешивании и 65°C на 3 часа. Далее раствор сливали, а извлеченный диск обмывали дистиллированной водой и высушивали при 100°C около получаса. Приготовленные таким образом мишени помещались в радиометрическую аппаратуру для получения альфа-спектров, по которым определялись активности Po-210 в каждом образце, а по ним и концентрации Pb-210.

Методика выщелачивания (L)

Методика выщелачивания полностью идентична методике полного растворения, исключая стадию обработки препаратов плавиковой кислотой. В данном случае растворение силикатной фракции не требуется, т.к. предполагается, что свинец-210, поступающий с атмосферным потоком, а значит и его дочерние изотопы, включая полоний-210, концентрируются преимущественно в карбонатной и органосодержащей фракциях. После обработки препаратов 7М HNO₃ и упаривания досуха, сразу переходили к обработке 100 мл 0,1 М HCl. При этом получаемые суспензии отфильтровывались на бумажном фильтре, а затем методику продолжали со стадии обработки концентрированной перекисью водорода (V = 0.5 мл) до осаждения полония на никелевых дисках с последующими измерениями альфа-активностей изотопов полония.

В Таблице 1 представлены результаты определения активностей в отдельных слоях осадочной колонки «3907» изотопа Pb-210 (по Po-210) с применением методики полного растворения (Т) и выщелачивания (L).

Таблица 1. Концентрации ²¹⁰Pb в отдельных слоях осадочной колонки (Станция «3907»).

Горизонт, см	Содержание ²¹⁰ Pb, Бк/кг (Т)	Содержание ²¹⁰ Pb, Бк/кг (L)
1 – 2	725.8 ± 15.5	734.3 ± 22.6
2 – 3	412.5 ± 10.6	410.5 ± 11.3
3 – 4	159.3 ± 4.8	147.1 ± 5.2
4 – 5	97.7 ± 4.0	89.5 ± 5.0
5 – 6	87.9 ± 3.9	84.4 ± 3.3
6 – 7	78.0 ± 2.7	74.3 ± 1.9
7 – 8	61.1 ± 2.4	56.8 ± 2.4
8 – 9	51.0 ± 1.6	49.4 ± 2.3
9 – 10	53.2 ± 1.7	48.2 ± 1.9

Как видно из Таблицы 1 не поддерживанный радиоактивным равновесием (избыточный) Pb-210 содержится только в первых ~ 8 см керна донных осадков. Концентрация поддерживанного равновесием Pb-210 рассчитывалась как средневзвешенное значение концентраций Pb-210, определенных для двух нижележащих слоев (8 - 10 см), и составляет 52.0 ± 1.1 Бк/кг и 48.7 ± 1.4 Бк/кг в случае методики полного растворения (Т) и выщелачивания (L) соответственно.

Вычитая полученные значения равновесных концентраций Pb-210 из значений по содержанию Pb-210 в слоях 1 – 8 см Таблицы 1, получаем концентрации избыточного (неравновесного) Pb-210 в этих слоях:

Таблица 2. Концентрации $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в отдельных слоях осадочной колонки (Станция «3907»).

Горизонт, см	Содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, Бк/кг (Т)	Содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, Бк/кг (L)
1 – 2	673.8 ± 15.5	685.6 ± 22.6
2 – 3	360.4 ± 10.7	361.8 ± 11.4
3 – 4	107.2 ± 4.9	98.4 ± 5.4
4 – 5	45.7 ± 4.2	40.7 ± 5.2
5 – 6	35.9 ± 4.1	35.7 ± 3.6
6 – 7	26.0 ± 2.9	25.5 ± 2.4
7 – 8	9.0 ± 2.6	8.1 ± 2.8

Как видно из Таблицы 2, содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ уменьшается по мере увеличения глубины керна, причем снижение носит отчетливый экспоненциальный характер для обоих рядов экспериментальных данных ($r = -0.982$ для Т и $r = -0.976$ для L), определяющийся периодом полураспада свинца-210 ($T_{1/2} = 22.2$ лет) (Рис. 1).

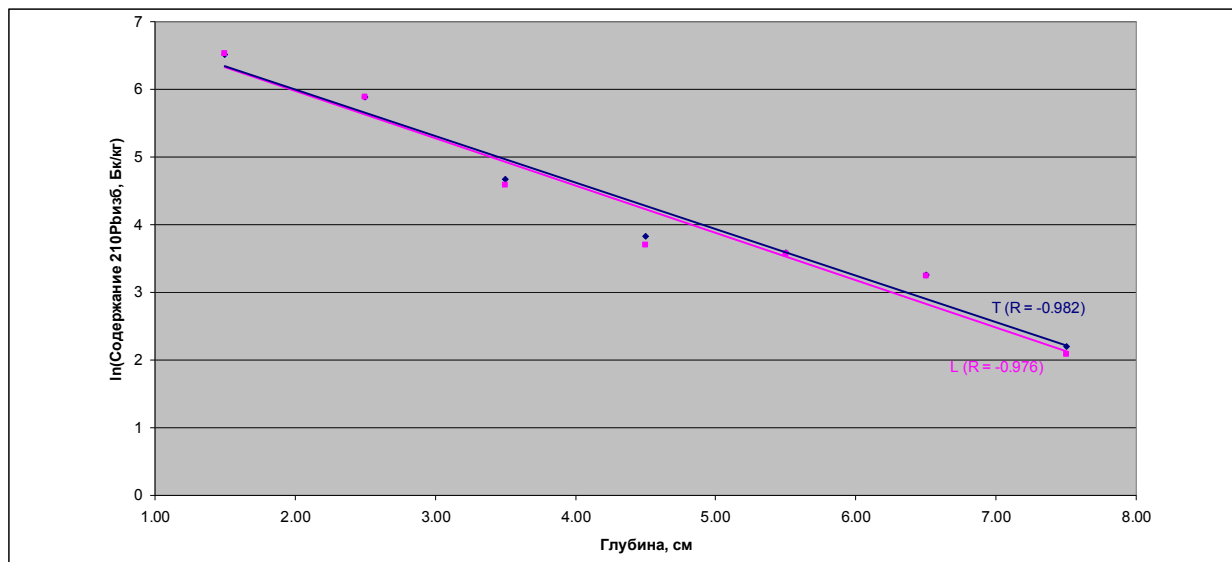


Рисунок 1. Распределение $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в осадочной колонке (Станция «3907»).

Далее, применяя закон радиоактивного распада и модель постоянной начальной концентрации, были рассчитаны значения возрастов и скорости осадконакопления для толщи осадков 1 – 8 см в районе станции «3907» - центра Дербентской котловины, которые представлены в таблице 3.

Таблица 3. Время и скорости осадконакопления слоя осадков между горизонтами 1-2 см и 7 – 8 см по данным ^{210}Pb -датирования (Станция «3907»).

	Полное растворение (Т)	Кислотное выщелачивание (L)
Время накопления, лет	138.24 ± 9.28	142.17 ± 11.12
Скорость седиментации, мм/год	0.43 ± 0.03	0.42 ± 0.03

Если при сравнении числовых рядов из Таблицы 1 заметна небольшая разница между полученными значениями для одних и тех же горизонтов, в некоторых случаях выходящая за пределы стандартного отклонения, то в Таблице 2 доверительные интервалы полностью перекрываются. Тем не менее, наблюдаемая незначительная разница в численных значениях, полученных с помощью двух разных методик, может свидетельствовать о том, что в силикатной фракции осадка содержится некоторое небольшое количество свинца-210. Но полученные возрастные данные (таблица 3) убедительно показывают - возможная неполнота выделения полония из силикатной фракции не влияет на определение скорости осадконакопления, которая для двух подходов совпадает с высокой точностью.

Таким образом, располагая полученными данными, мы можем с уверенностью констатировать правильность избранного нами методического подхода к обработке осадков данного типа при определении концентрации неравновесного свинца-210 по полонию-210 – кислотное выщелачивание.

Следовательно, и значение скорости седиментации в глубоководной части Южной котловины (станция «3916», глубина – 1025 м) - 0.46 ± 0.02 мм/год (Григорьев, 2015), определенное ранее, можно считать экспериментально обоснованным, учитывая схожий вещественный состав осадков Южной и Дербентской котловин (Козина, 2015).

Разработанная методика позволит значительно ускорить определение современных скоростей осадконакопления в Каспийском море и, возможно, в других водах с высокой степенью карбонатности донных осадков.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-00556.

Список литературы:

- Ампелогова Н.И. Радиохимия полония. М.: Атомиздат. 1976. 144 с.
- Григорьев В.А. Современные скорости осадконакопления в Южной глубоководной впадине Каспийского моря по данным ^{210}Pb -датирования // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной Научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 2015. — Т. 3, — С. 309 – 311.
- Григорьев В.А., Струков В.Н., Петров А.Ю., Старикова А.А. Новые данные о современных скоростях седиментации в Каспийском море. // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной Научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 2013. — Т. 3, — С. 308-311.
- Касымов А.Г. Каспийское море. Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 149 с.
- Козина Н.В. Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море: диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 2015.
- Blanchard R. L. Rapid determination of Lead - 210 and Polonium - 210 in Environmental samples by deposition on Nickel //Anal. Chem. 1966. V.38. P. 189 -192.
- Karbassi, A.R. and R. Amirnezhad. Geochemistry of heavy metals and sedimentation rate in a bay adjacent to the Caspian Sea. Int. J. Environ. Sci. Technol., 2004, 1: 199-206.
- Varnosfaderany M.N. et al. Vertical distribution and source identification of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in southwest of the Caspian Sea: Most petrogenic events during the late Little Ice Age. Marine Pollution Bulletin 87 (2014) 152–163.
-

ДОГОЛОЦЕНОВАЯ СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино,
gugali@rambler.ru; alifanov_v@mail.ru

PREHOLOCENE STAGE OF FORMATION OF HOLOCENE SOILS

L. A. Gugalinskaya, V. M. Alifanov

Institute of Physical-Chemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia

Как известно, почва - многокомпонентное, но целостное природное образование. Она образуется на земной поверхности там, где проникают друг в друга и взаимодействуют все четыре геосферы (литосфера, гидросфера, атмосфера и биосфера).

Основоположник почвоведения В.В. Докучаев показал, что почва – это самостоятельное природное тело. Почва, как показал В.И. Вернадский, обладает рядом свойств, присущих как живой, так и неживой природе. Понятие о зональных почвах используется с целью наиболее полно отразить влияние зональных биоклиматических циклов на формирование почв. По мнению А.А. Величко (1973), смена биоклиматических циклов сопровождалась сменой факторов, ответственных за квазиравновесное состояние биосферы на всех иерархических уровнях: глобальном, региональном (провинциальном) и локальном. В статье рассматривается влияние литосферы на строение почвенных профилей на локальном уровне.

Наша концепция морфолитопедогенеза основывается на следующих положениях: процесс морфолитопедогенеза представляет собой единое взаимозависимое развитие трех структурных компонентов ландшафта: участков земной поверхности, пород, слагающих эти поверхности, и почв, формирующихся на этих породах.

Большое влияние на процесс формирования профилей почв оказали их почвообразующие породы, которые начали формироваться снизу послыбно задолго до голоцена. При этом каждый вновь отложенный в поздневалдайское время слой материала какое-то время находился на дневной поверхности и, следовательно, прорабатывался почвообразованием; затем этот слой, уже в виде инициальной почвы или *элементарного почвенного образования* (ЭПО), погребался новым материалом, который вновь прорабатывался почвообразованием, и так далее, до современной поверхности. В результате ритмического слоеобразования и специфической в перигляциальных условиях ледникового времени педогенной проработки поверхностного материала каждого слоя сформировались педогенно стратифицированные толщи - *педоциклиты и педолитоциклиты*, представляющие собой композиции из ЭПО. Именно эти сложные природные толщи являются почвообразующей породой и определяют строение профилей голоценовых почв.

Факт неодинакового строения профилей суглинистых почв даже в недалеко расположенных разрезах одних и тех же ландшафтных позиций вызывает необходимость рассматривать почвенный покров ещё и как продукт граничных условий. Это предполагает рассмотрение почвенного покрова как зону столкновения динамических процессов, действующих на приповерхностной части земной коры и на самой дневной поверхности, то есть к перманентному развитию геогенных факторов почвообразования (почвообразующих пород и рельефа).

Анализ полевых материалов, полученных в объектах, имеющих большую по сравнению с традиционным почвенным разрезом обзорную площадь, показал, что покровные лессовидные суглинки в качестве почвообразующих пород (то есть верхние примерно 3 метра) не представляют собой монолитогенной толщи. ЭПО отличаются друг от друга или чуть более заметной буровой окраской, или наличием карбонатных новообразований, или иной оструктуренностью мелкозема и другими признаками. ЭПО ведут себя как погребенные почвы, то есть как самостоятельные литостратиграфические единицы. Иногда, за счет совмещения разных ЭПО, в профилях современных почв, не подчиняясь никаким

законам геохимической миграции веществ в ландшафте, появляются нелогичные генетические горизонты. Горизонты могут совмещать альтернативные свойства (например, горизонт образования железомарганцевых и карбонатных конкреций), или, наоборот, генетические горизонты могут разделяться на несколько самостоятельных горизонтов, или появляются и исчезают горизонты с реликтовыми (например, палеокриогенными) признаками. Отчетливо выраженные признаки криоморфизма в ЭПО предполагают формирование их в перигляциальных условиях валдайского ледникового времени. Состоящие из ЭПО многослойные образования мы назвали *педоциклитами и педолитоциклитами*. Педоциклиты и педолитоциклиты являются толщами, уже прошедшими почвообразование в перигляциальных условиях. Голоценовое почвообразование, наложившись на эти толщи, унаследовало и (или) трансформировало некоторые из признаков реликтового перигляциального почвообразования.

Установлено, что даже самые простые процессы на физико-химическом уровне зависят от космофизических факторов (солнечной активности, скорости и траектории движение Земли вокруг Солнца и центра галактики). Работами пущинского ученого С.Э. Шноля и его коллег (1969, 1979, 1983, 1992) обнаружено существование общей причины, определяющей в глобальном масштабе периодичность изменения амплитуды флуктуаций разных процессов. Установлено, что фактор, действующий на исследуемые процессы, имеет гравитационную природу. Гравитационные поля тел солнечной системы и гравитационные силы, управляющие движением планет, оказывают влияние и на почвенный покров.

Среди долгопериодных колебаний параметров гравитационного поля в системе Земля – Луна – Солнце существует многовековой ритм, открытый О. Петтересоном и обоснованный А.В. Шнитниковым (1957). Средняя продолжительность этого цикла, в ходе которого закономерно чередуются сухие и влажные периоды, составляет 1850 лет.

Этот ритм, по максимальному количеству ЭПО в профилях наиболее подходит к ритму А.В. Шнитникова (1970). Как выяснилось, внутри каждой из природных зон существует большое разнообразие строения профилей зональных почв и влиянием только биоклиматических факторов это разнообразие объяснить не удастся. Для объяснения факта большого разнообразия профилей почв появилась необходимость обратиться к рассмотрению почвенного покрова как продукта граничных условий, т.е. зоны столкновения динамических процессов, действующих внутри и на поверхности земной коры (геогенных факторов почвообразования). Теоретическая база изучения литогенной основы почвообразования, расширяется, появляются новые концепции, обосновывающие влияние литогенного фактора на формирование почвенных профилей. И.П. Герасимов ввел в научную литературу понятие о педолитах, М.А. Глазовская разрабатывает концепцию педолитогенеза и обосновывает выделение особой земной оболочки - педолитосферы. Новая концепция, связанная с понятием геолого-геофизической среды (земной коре, литосфере) как неоднородной системы, была разработана к началу 80-х годов прошлого века академиком М. А. Садовским и его коллегами (Садовский, 1979, 1983; Садовский и др. 1982, 1987, 1988, 1989). По их мнению, преимущественные размеры природных разномасштабных отдельностей распределены по закону геометрической прогрессии с показателем 3-5. При формировании новой земной поверхности под воздействием гравитационного поля Земли весь поверхностный рыхлый материал приходит в движение, повышенные участки "срезаются" эрозией, пониженные "надстраиваются", формируются новая поверхностная рыхлая оболочка. На этом новом рыхлом материале начинается новый процесс почвообразования. По нашим наблюдениям в профиле почв, которые называются современными, может быть зафиксировано не менее 7-8 таких циклов почвообразования, состоящих из стадии отложения (сноса) материала и стадии собственно почвообразования, то есть стадий морфолито- и морфопедогенеза.

История формирования современных суглинистых почв центра Русской равнины оказывается значительно сложнее и длительнее, чем это предполагается в наиболее распространенной модели их генезиса. Исходя из наших материалов, мы считаем, что

формирование почвообразующих пород началось после максимального похолодания последней ледниковой эпохи (18-20 тыс. лет назад) и продолжалось все время, в течение которого происходило стадияльное и фазиальное отступление валдайского ледникового покрова, то есть до начала голоцена. Этот вывод подтверждается фактом, что наиболее полные профили дерново-подзолистых и серых лесных почв подстилаются впервые описанной нами погребенной пушинской почвой - 18800+-1200 лет (ГИН-4025).

Как выяснилось к концу 80-х годов прошлого века, внутри каждой из природных зон существует большое разнообразие строения профилей зональных почв и влиянием только биоклиматических факторов это разнообразие объяснить не удастся. Для объяснения факта неодинакового строения профилей суглинистых почв даже в недалеко расположенных разрезах одних и тех же ландшафтных позиций, появилась необходимость обратиться к рассмотрению почвенного покрова как продукта граничных условий, как зоны столкновения динамических процессов, действующих внутри и на поверхности земной коры, то есть к развитию геогенных факторов почвообразования. В настоящее время теоретическая база почвенно-генетических проблем, связанных с изучением литогенной основы почвообразования, расширяется, появляются новые концепции, обосновывающие влияние литогенного фактора на формирование почвенных профилей. К числу последних относится разрабатываемая нами концепция морфолитопедогенеза.

По мнению А.А.Величко (работы, в том числе с соавторами 1973-2009 годов), смена одного макроцикла другим сопровождалась сменой факторов, ответственных за квазиравновесное состояние биосферы на всех иерархических уровнях: глобальном, региональном (провинциальном) и локальном. Глобальный уровень, выражаемый, как известно, через закон широтной зональности, определяется в основном комплексом климатообразующих факторов (инсоляцией, тепловым балансом, глобальной системой атмосферной циркуляции и др.). Такой тип зональности, в условиях которого формировались почвообразующие породы, был назван А.А.Величко криогиперзональным. Голоценовые почвы формировались в условиях межледниковья, при существовании отчетливо дифференцированной широтной зональности, то есть в условиях термополизональности.

По нашим материалам история формирования современных суглинистых почв центра Русской равнины оказывается значительно сложнее и длительнее, чем это предполагается в традиционной модели их генезиса. Большое влияние на процесс формирования профилей почв оказали их почвообразующие породы, которые начали формироваться снизу послыжно задолго до голоцена. При этом каждый вновь отложенный в поздневалдайское время слой материала какое-то время находился на дневной поверхности и, следовательно, прорабатывался почвообразованием; затем этот слой, уже в виде инициальной почвы или ЭПО, погребался новым материалом, который вновь прорабатывался почвообразованием, и так далее, до современной поверхности. В результате ритмического слоеобразования и специфической в перигляциальных условиях ледникового времени педогенной проработки поверхностного материала каждого слоя сформировались педогенно стратифицированные толщи - *педоциклиты и педолитоциклиты*, представляющие собой композиции из ЭПО. Именно эти сложные природные тела являются почвообразующей породой и определяют строение профилей голоценовых почв.

Временная последовательность накопления до голоцена слоев пород и формирование педоциклитов в разных перигляциальных условиях оставили яркие *палеокриогенные* и другие реликтовые признаки в толще почвообразующих пород. Эти признаки в осадках, последовательно слагающих доголоценовые разновозрастные поверхности, всю последующую голоценовую историю оказывали и оказывают до сих пор влияние на формирование и функционирование голоценовых почв. Голоценовое почвообразование, накладываясь на педоциклиты и педолитоциклиты, наследует, стирает, трансформирует или дорабатывает отдельные свойства ЭПО, в результате чего формируются полилитогенные, полигенетические и гетерохронные профили современных почв.

ДРЕВНИЕ МАТЕРИКОВЫЕ ДЮНЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ (ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ВОЗРАСТ, НАПРАВЛЕНИЕ ДЮНОФОРМИРУЮЩИХ ВЕТРОВ)

А.Н. Дренова, А.А. Величко

Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

ANCIENT CONTINENTAL DUNES IN EASTERN EUROPE, THEIR DISTRIBUTION, AGE, WIND DIRECTION

A.N. Drenova, A.A. Velichko

Institute of Geography RAN, Moscow, Russia

Реконструкция особенностей циркуляции атмосферы в прошлом является одной из важных задач палеогеографии. И в решении этой задачи может помочь изучение древних материковых дюн. Известно, что их формирование определялось особенностями природных условий, существовавших за краем ледниковых покровов, в первую очередь разреженной растительностью и сильными ветрами, с выраженным преобладанием одного, реже двух направлений (Величко, 1973). Закрепленные к настоящему времени, они содержат информацию о циркуляции атмосферы во время их образования. Древние материковые дюны являются элементом рельефа широко распространенным на Европейском континенте. Начиная с 1960-х гг. дюны детально изучались во многих странах Западной Европы: Голландии, Дании, Германии, Скандинавии, Польше (Nowaczyk, 1986 и др.). На территории Восточно-Европейской равнины также проводилось изучение древних материковых дюн. В нашей стране первые публикации о них относятся к концу XIX началу XX веков (Соколов, Тутковский, Гаель, Марков). К сожалению, на Восточно-Европейской равнине исследования, специально посвященные древним материковым дюнам как элементу перигляциальной зоны, после работ К.К.Маркова долгое время не проводились. Лишь начиная с 1980^х годов в лаборатории эволюционной географии ИГ РАН в рамках комплексных исследований перигляциальной зоны были осуществлены работы по изучению дюн Восточной Европы, и хотя степень детальности их изучения не так велика как в Западной Европе, все же при анализе имеющихся данных можно сделать определенные содержательные выводы. В представляемой статье анализируются материалы по дюнам, распространенным в пределах Восточно-Европейской равнины, полученные как непосредственно авторами, так и другими исследователями (литературные данные и материалы аэрогеологической съемки масштаба 1:200000, космические снимки).

На территории Восточно-Европейской равнины древние материковые дюны встречаются как поодиночке (простые параболические, шпильковидные и парные продольные), так и в форме дюнных массивов (комплексные параболические дюны, полукруглые параболические и кольцевые дюны), также широко представлены эоловые покровные пески. Эоловые образования широко распространены в долинах рек на поверхностях террас (преимущественно первой и второй), на озерных террасах и реже на флювиогляциальных отложениях. Встречаются они по всей территории Восточно-Европейской равнины. В Ленинградской, Псковской и Новгородской областях, на юго-востоке Литвы, в Белоруссии (долины рек Неман, Березина, Припять), северо-востоке Украины и Брянской области (долина р. Десны); центральных районах - Московская, Рязанская, Владимирская (междуречье Оки и Клязьмы) и Тверская области; в Нижегородской области, на юго-востоке Костромской и юге Кировской областей (верхняя Волга, р.Унжа, р.Ветлуга) и на востоке в бассейне р.Кама (преимущественно долина р.Вятка) (рис.1).

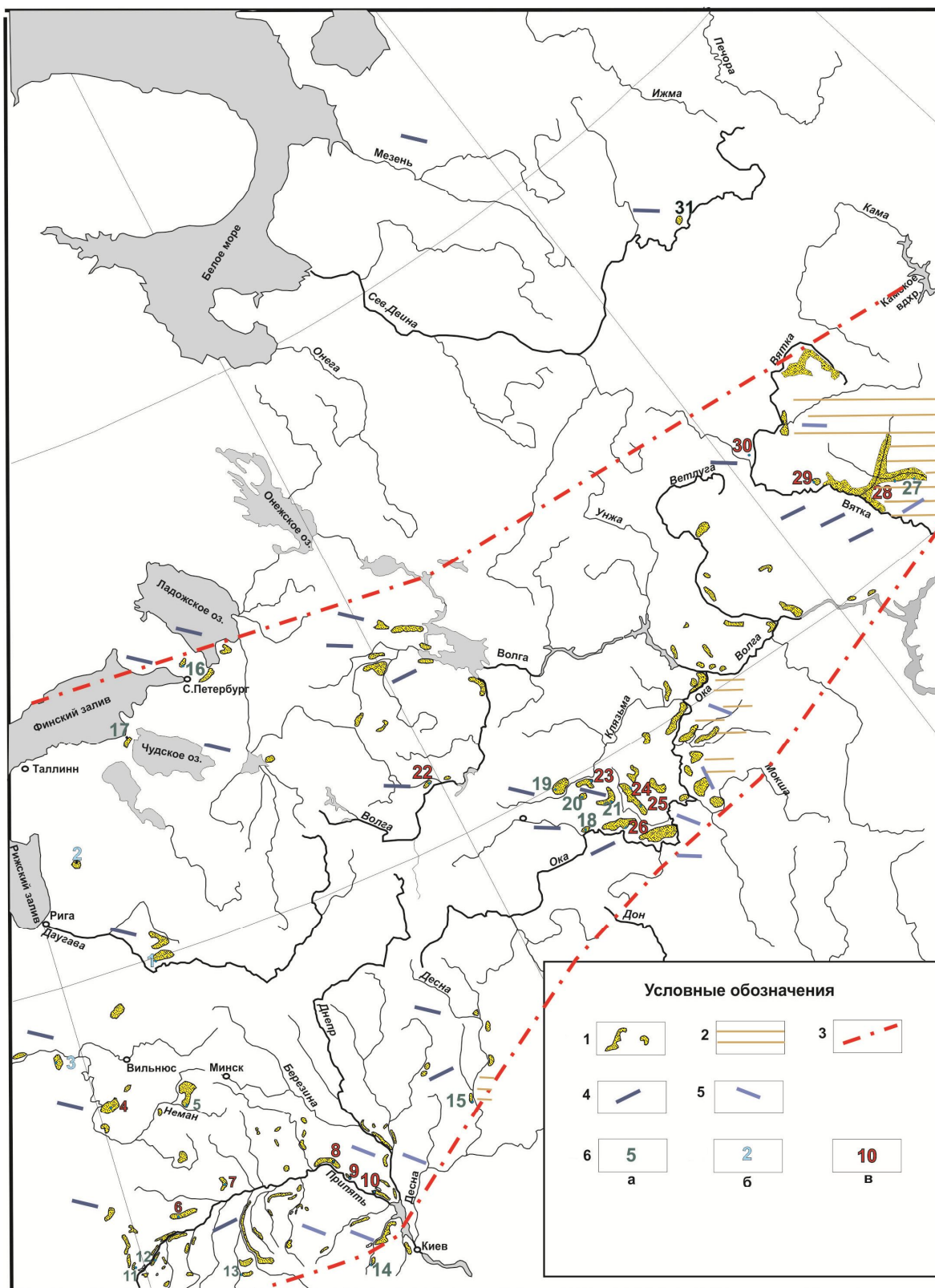


Рис. 1. Распространение древних материковых дюн на территории Восточно-Европейской равнины, формировавшихся на рубеже плейстоцена и голоцена и направление ветров, их создавших. Условные обозначения: 1 – области широкого распространения древних дюн; 2 – области широкого распространения эоловых покровных песков; 3 – границы дюнного пояса, в пределах которого распространены эоловые массивы; 4 – направления дюноформирующих ветров, игравших преобладающую роль в процессе образования дюн; 5 – направления более слабых ветров, участвовавших в процессе образования эоловых массивов на южной границе дюнного пояса; 6 – номера точек, для которых имеются датировки: а) радиоуглеродные, б) OSL, в) археологические.

Таблица. Местонахождения дюн Восточной Европы, показанные на рис.1.

№ т.	Описание, датировки
Прибалтика	
1	Разрез Маджекс в южной части Восточной Латвийской низменности. Эоловые образования лежат на водноледниковых отложениях, возраст которых по ОСЛ 14,5-15,5 тыс. лет (Zelcs et al., 2011; Kalinska, Nartiss, 2014).
2	Разрез Силезерс в центральной части Северной Видземской низменности. Единственная ОСЛ дата из верхней части одной из дюн: $11,8 \pm 2,4$ тыс. лет (Nartiss et al., 2009; Kalinska, Nartiss, 2014).
3	Скважина в песках эолового массива Казлу Рудос, расположенного в юго-восточной части Литвы с глубин от 11,0 до 2,0 м получены четыре ОСЛ датировки: от 6,2 тыс.л. до 7,4 тыс.л. (Tln 1333-1336) (Bitinas, 2004).
б/н	Скважина в дюнных песках на северо-западном побережье Литвы, глубина 3,5 м: ОСЛ дата $10,0 \pm 2,0$ тыс.л. (Tin-1277) (Bitinas, 2004). На карте данная скважина не обозначена, т.к. расположена за рамками предлагаемой схемы.
4	Шесть археологических стоянок (мадленская культура, реперный возраст 9700 ± 200) и пять стоянок свидерской культуры (ориентировочный возраст 9,5-9,8 тыс. лет), расположенные на одном из наиболее крупных дюнных массивов - Варена (Римантене, 1971).
5	Разрез Латыши Дятловского района Гродненской области. Здесь дюны залегают на первой надпойменной террасе р. Неман, радиоуглеродный возраст, подстилающих дюны старичных отложений, 10870 ± 100 (Tln-137) (Зименков, Васильчек, 1986).
Археологические стоянки Свидерской культуры на дюнах в Припятском Полесье, возраст по косвенным данным 9,8 тыс. лет (Исаенко, 1966, 1977).	
6	Стоянка Омут
7	Стоянка Камень
8	Стоянка Мосаны
9	Стоянка Юрьевич 2
10	Стоянка Хвощовка.
Украинское Полесье (Дубіс, 2012, 2013)	
11	Нижняя часть дюны на первой террасе Билля озера у с. Котира $14,4 \pm 2,2$ (GW-0198).
12	Дюны Малого Волынского полесья $10,8 \pm 1,6$ (GW-0197)
13	Дюны на левобережье р. Горынь у с. Зносичи $11,8 \pm 1,8$ (KiE-668);
14	Линейная эоловая форма у с. Галиновка $13,3 \pm 2,0$ (KiE-689);
Северо-восток Украины (Новгород-Северский район)	
15	Дюнный массив Лесконоги на правом берегу р. Десна; возраст по косвенным признакам – моложе 15 тыс лет (Величко и др., 2002).
Окрестности Санкт Петербурга	
16	Сестрицкая стоянка на дюне; ^{14}C даты: 6480 ± 60 (Ле-1412), 6380 ± 60 (Ле-1411) (Герасимов, 2003).
17	Археологическая стоянка на эоловых песках на западной границе Ленинградской области и Эстонии в окрестностях г. Нарва; ^{14}C даты: 7640 ± 180 (ТА-53), 7580 ± 300 (ТА-25) (Гурина, 1989).
Центральная часть Русской равнины	
18	Разрез Белопесок расположен в пределах дюнного массива, залегающего на первой и второй надпойменных террасах р. Оки. На контакте дюнных и подстилающих отложений по ^{14}C 12680 ± 520 (ГИН-1051), в толще эоловых осадков 10500 ± 176 (ГИН-9922). (Дренова, 2000; Catto, Velichko, Drenova et al, 2002).

19	Разрез Киржач расположен в устье р. Киржач (приток р. Клязьма). Здесь на первой надпойменной террасе расположена комплексная дюна в основании которой залегают три гумусированных прослоя. Прослой из нижней части имеет радиоуглеродный возраст 14400 ± 780 (ИГАН-1197) (Дренова, 2000).
20	В Орехово-Зуевском районе на Ю-В Московской области в окрестностях д. Беливо располагается серия археологических стоянок, одна из них на дюне – имеет радиоуглеродные даты 9940 ± 300 и 8840 ± 110 (Леонова, 1998).
21	Стоянка Черная 1 расположена на осложненной дюнами первой надпойменной террасе р. Цны на высоте 2-2,5 м над уровнем низкой поймы. Эта стоянка отнесена к типу дюнных стоянок, имеются следующие даты: подстилающий слой 9110 ± 50 лет (ГИН – 3895); кострище 8190 ± 120 , 8630 ± 40 , 8720 ± 200 (ГИН – 3894, 3891) (Кравцов и др., 1994).
	Археологические стоянки, залегающие на дюнах и содержащие орудия Бутовской культуры (8-7 тыс. лет до н.э.) (Алешинская, 2001, Жилин, Костылева и др., 2002).
22	Сама Бутовская дюна представляет собой типичную параболическую дюну вытянутую вдоль левого берега Волги, расположенную на первой надпойменной террасе (Кольцов, 1989; Кольцов, Жилин, 1999).
23	Стоянка на дюне, расположенная во Владимирской области – с. Петрушино (р. Бужа, Гусь-Хрустальный район). Данные А.Н.Сорокина (1990, 1992).
24	Рязанская область: стоянка у д. Борисово (в 6 км. от г. Спас Клепики) на дюне, залегающей на останце первой надпойменной террасы левого берега р. Пра. Данные А.Н. Сорокина (1990, 1992).
25	Стоянка у д. Заводская Слобода на развеевной дюне (левобережье р. Пра в 750 м к востоку от ее устья). Данные А.Н. Сорокина (1990, 1992).
26	Стоянки Пилево 4 в центральной части дюны высотой 6 м и Пилево 5 на дюне высотой 9 м (западная часть Медвежьего болота в 4,5 км к ю-в от пос. Болонь). Данные А.Н. Сорокина (1990, 1992).
	Археологические стоянки на дюнах в пределах Камско-Вятского междуречья
27	На фрагменте второй надпойменной террасы р. Валы (окрестности пос. Керамик) развиты дюны в виде широких (20-30 м) пологих валов, вытянутых субшироотно, в понижении между ними на заторфованной поверхности расположена археологическая стоянка. Ее возраст по радиоуглеродным датировкам - 7435 ± 170 (ЛЕ 1284) и 8265 ± 130 (ЛЕ 1288) (Бутаков, 1979).
28	Поселение Тархан 2 (старица р. Вала у оз. Черное) расположено на дюне, имеющей высоту 2 м и площадь 200 м^2 (Гусенцова, 1993).
29	<u>Кипеневщенская</u> стоянка расположена на вытянутой песчаной дюне, залегающей на первой надпойменной. террасе (высота 3 м.) р. Хвощевицы недалеко от впадения ее в р. Вятку. (Гусенцова, 1993).
30	Поселение Ботыли III расположено в нижнем течении р. Воя на песчаной дюне трехметровой высоты (Гусенцова, 1993).
	Археологические стоянки на Вычегде
31	Стоянка Пезмогты 1, расположенная на останце позднеплейстоценовой дюны. По углю из очага получена дата 5840 ± 100 (ГИН-11914) (Зарецкая, Волошин, Карманов, 2005).

О времени образования древних материковых дюн мы можем судить по возрасту: подстилающих их погребенных почв или иных гумусированных отложений, указывающих время начала дюнообразования; внутридюнных гумусированных прослоев, фиксирующих перерыв в процессах дюнообразования, и по возрасту археологических стоянок, расположенных на дюнах, свидетельствующих об окончании перевеивания эоловых массивов.

Имеющиеся немногочисленные данные не позволяют разделить эпохи дюнообразования на отдельные этапы, как это сделано в Западной Европе (Nowaczyk, 1986), однако, мы можем говорить, что на территории Восточно-Европейской равнины, как и в Западной Европе, дюны формировались в интервале от 15 до 8 тыс. лет назад с перерывами в более теплые и влажные интервалы. На карте-схеме (рис. 1) обозначены места, для которых имеются датировки. Сами датировки представлены в табл. 1.

К сожалению, к востоку от центральных районов в Нижегородской области, на юго-востоке Костромской и юго-западе Кировской областей (территория, где дюны очень широко распространены) данные, позволяющие судить о времени дюнообразования, отсутствуют. В этом районе авторами проводилось изучение ряда разрезов. Одной из задач исследований был поиск погребенных почв, подстилающих дюнные отложения, возраст, которых позволил бы определить время начала дюнообразования. Выявилось, что при наличии хороших обнажений (Белый Лух, Лух, Б.Какша, Медведок), позволяющих проследить контактную зону эоловых и подстилающих их осадков на большой протяженности, нигде не было зафиксировано погребенной почвы. Однако практически везде мы наблюдаем ярко выраженный контакт в виде тонкого прослоя белесого песка (возможно остатки подзолистого горизонта) с подстилающими отложениями. Это позволяет предположить, что эпохе дюноформирования предшествовала еще одна эпоха, характеризующаяся более сильными ветрами, которые разведали не закрепленную растительностью поверхность и не давали аккумулироваться песчаным осадкам, вынося их за пределы исследуемого района (Дренова, 2011). Интересно отметить, что такой же резкий контакт наблюдается в овраге Козий Рог (окрестности с. Пушкири, граница Украины и Брянской области), где эоловые образования залегают прямо на коренных отложениях.

В еще более восточных районах (бассейны рек Ветлуга и Вятка, а также верхнее течение Камы) помимо дюн широко распространены бугристые и эоловые покровные пески (Бутаков, 1986). Здесь также не существует данных о погребенных почвах, подстилающих эоловые осадки, однако на дюнах имеются археологические стоянки (табл. 1).

О направлении ветров в приземных слоях атмосферы в период формирования дюн, мы можем судить по их ориентировке. После объединения всех данных по ориентировке дюн, распространенных на территории Восточной Европы была создана карта-схема направления ветров в приземных слоях атмосферы в период перехода от позднего плейстоцена к голоцену, когда формировались дюнные массивы. Глядя на эту схему можно выделить единый пояс дюнообразования (см. рис.1), протягивающийся с запада на восток и оканчивающийся в Предуралье. На схеме видно, что в период дюнообразования ветры были западными и северо-западными и лишь на южной границе выделенного дюнного пояса (юго-восток Белоруссии, юго-восток Окско-Клязьменского междуречья, юго-восток Нижегородской области и устье р. Ветлуга) они меняли свое направление на юго-западное и далее на юго-восточное. Здесь же наблюдается распространение эоловых покровных песков. Особенно широко они представлены в районах бассейнов рек Ветлуга и Вятка, а также верхнего течения Камы. На них развиты бугристые пески, а также не большие параболические, продольные и поперечные дюны. (Бутаков, 1986). Ориентировка параболических дюн и продольных гряд свидетельствует о том, что они формировались при участии юго-западных ветров, об этом же свидетельствуют и распространенные на покровных эоловых песках мелкие кольцевидные дюны, которые формируются при участии дюноформирующих ветров двух направлений, в нашем случае как западных и северо-западных ветров, так и юго-восточных.

В результате проведенных исследований, в восточном районе можно выделить две фазы дюнообразования. В начальную фазу здесь преимущественно происходило эродирование почв и вынос песчаного материала за пределы дюнного пояса с последующим осадением его в более восточных районах и образованием эоловых песчаных покровов (Дренова, 2011). В последующую фазу происходило образование дюн в зоне выноса и эоловых бугров на покровных песках. В центральных же западных районах развитие дюн

происходило в течение всего изучаемого периода постоянно с затуханием развития в периоды потепления и увлажнения (время, когда на дюнной поверхности могли образовываться погребенные почвы). Об этом свидетельствуют значительно более развитые дюнные массивы и отсутствие в разрезах резких контактов с подстилающими отложениями. Однако и здесь на южной границе выявленного дюнного пояса юго-восточные ветры включались в процесс дюнообразование, как и на востоке, в последнюю фазу. Возникновение юго-восточных ветров, возможно, объясняется тем, что ветровые потоки, перемещавшиеся с окраин деградирующего ледникового щита, в периферийной зоне ослабевали и происходили их завихрения, которые препятствовали прямолинейному переносу песчаных отложений.

Выводы

1) Эоловые формы рельефа на территории Восточно-Европейской равнины представлены: простыми параболическими, шпильковидными и комплексными дюнами; крупными и мелкими кольцевыми дюнами; продольными грядами; бугристыми и эоловыми покровными песками. Залегают они на аллювиальных надпойменных террасах (преимущественно на первой и второй), озерных террасах и флювиогляциальных равнинах.

2) Временной интервал интенсивного развития процессов дюнообразования на территории Восточно-Европейской равнины можно определить как 15000 – 8000 л.н., с перерывами в эпохи беллинга и аллереда, что полностью согласуется с обширными данными по Западной Европе. Указанная оценка возраста предложена согласно имеющимся немногочисленным радиоуглеродным датировкам из подстилающих дюны горизонтов, данным OSL непосредственно из дюнных песков и возрасту археологических стоянок, расположенных на дюнных массивах,

3) Анализируя созданную карту-схему, на которой указаны направления ветров в приземных слоях атмосферы в период перехода от позднего плейстоцена к голоцену, т.е. для периода, когда процесс формирования дюн протекал наиболее активно, можно выделить единый пояс дюнообразования, который простирается субширотно, сужаясь с запада на восток.

4) На юг-юго-восточном крае этого пояса прослеживается зона, где в начале эпохи перевеивания происходил интенсивный вынос рыхлых отложений, а в период затухания образовывались эоловые формы создаваемые ветрами двух направлений. Покровные же пески откладывались как в первую, так и вторую фазу по периферии южной границы дюнного пояса.

Список литературы:

Бутаков Г.П. 1986. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Изд-во Казанского университета. 247 с.

Величко А.А. 1973. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 254с.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Дренова А.Н., Тимирева С.Н. 2002. Лессы и параболические дюны как диахронные феномены перигляциала // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). Ин-т географии РАН, М., с.107-126.

Герасимов Д.В. 2003 История изучения памятников эпохи неолита юга Карельского перешейка // Археологическое наследие Санкт-Петербурга, СПб, вып. 1. С.12-24.

Гурина Н.Н. 1989. Мезолит Латвии и Эстонии // Мезолит СССР М., Наука. С.46-54.

Дренова А.Н. 2000. Дюнообразование как индикатор природных процессов перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины (на примере междуречья Оки и Клязьмы) // Автореферат на соискание ученой степени кандидата географических наук. Москва. 22 с.

Дренова А.Н. 2011. Древние материковые дюны в бассейне верхней Волги: их ориентировка, строение, состав // Геоморфология, №1, с. 37-48.

Зименков О.И., Васильчек М.А. 1986 Геохронология и палеогеография аллереда на территории Белоруссии // В сб.: Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллин. С.104-116.

Исаенко В.Ф. 1966. Неолит Припятского Полесья // Мн.; Наука и техника. 128 с.

- Исаенко В.Ф. 1977. Мезолит Припятского Полесья // Памятники эпохи мезолита, М. Наука. С.53-59.
- Кравцов А.Е., Лозовский В.М., Спиридонова Е.А. 1994 Материалы к обоснованию возраста стоянки Черная 1 // Древности Оки, Труды ГИМ-85, М. ГИМ. С.117-131.
- Леонова Е.В. 1998. Планиграфический анализ «дюнных» мезолитических стоянок Волго-Окского междуречья. Автореф. дисс.... к.и.н. М, ИА РАН, 19 с.
- Марков К.К. 1955. Древние материковые дюны Европы. // Сб. Очерки по географии четвертичного периода, Географиз, М. С. 3-27.
- Римантене Р.К. 1971. Палеолит и мезолит Литвы // Изд. «Минтис», Вильнюс. 203 с
- Bitinas A. 2004. Lietuvos eoliniu nuogulu amzius. // Geologija, T.45. P.1-5.
- Catto N., Velichko A., Drenova A., Klimanov V., Nesyayev V., 2002. Climate changes in East Europe and Siberia at the late glacial Holocene transition. // Quaternary International, Vol. 91, p.75-99.
- Дубіс Л.Ф., 2012. Фази інтенсивного розвитку еолових процесів і дюноутворення правобережної частини Українського полісся // Науковий вісник Чернівецького університету, Випуск 612-613, Географія. С.40-45.
- Дубіс Л.Ф., 2013. Еоловий палеоморфогенез правобережної частини Українського Полісся // Автореф. дисс. ... д.г.н.. Київ, 40 с.
- Kalinska E., Nartiss M., 2014. Pleistocene and Holocene Aeolian sediments of different location and geological history: A new insight from rounding and frosting of quartz grains. // Quaternary International, Vol. 328-329, p.p. 311-322
- Nartiss M., Celins I., Zelcs V., Daunskans M., 2009. Stop 8: history of the development and palaeogeography of ice-dammed lakes and inland dunes at Seda sandy plain, north western Vidzeme, Latvia. // In: Kalm V., Laumets L., Hang T. (Eds). Extent and Timing of Weichselian Glaciation Southeast of the Baltic Sea: Abstracts and Guidebook, The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in Southern Estonia and Northern Latvia, September 13-17, 2009. Tartu, pp.79-81.
- Nowaczyk B. 1986. Wiek wydmy w Polsce // Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznan. 245 p.
- Zelcs V., Markots A., Nartiss M., Saks T., 2011. Pleistocene glaciations in Latvia. In: Ehlers., J., Gibbard, P.L., Hughes P.D. (Eds.). Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Elsevier, Amsterdam, pp. 221-229.

КЛИМАТ КАК ГЛАВНЫЙ ФАКТОР ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА)

В.Я. Евзеров

Геологический институт Кольского научного центра РАН,
г. Апатиты Мурманской области, Россия, yevzerov@geoksc.apatity.ru

CLIMATE AS THE MAIN FACTOR OF ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE AREAS OF QUATERNARY GLACIATIONS (ON THE EXAMPLE OF THE KOLA REGION)

V.Ya. Yevzerov

Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity,
Russia

В настоящее время в четвертичной геологии все стратиграфические схемы сопоставляются с «морскими изотопными стадиями» (МИС), выделенными по результатам изучения фораминифер и соотношения в них изотопов кислорода. Всего в четвертичном периоде установлено 103 стадии, общая продолжительность которых составляет около 2.6 млн. лет. Некоторые из них подразделяются на подстадии. Наиболее достоверны сведения о продолжительности последних, наиболее молодых 21 стадии (http://en.wikipedia.org/wiki/Marine_isotope_stage). Во время оледенений покровные ледники занимали обширные пространства на Евразийском и Североамериканском континентах, причем их распространение и исчезновение происходило в течение достаточно коротких отрезков времени. В межледниковые эпохи могли сохраняться горные ледники.

В периоды похолоданий, сопровождавшихся покровными оледенениями, огромные массы воды изымались из Мирового океана и аккумулировались в виде льда на существенно меньших, чем океан, площадях континентов. Поэтому ледники достигали мощности в несколько километров. Под их нагрузкой прогибалась земная кора, и прибрежные районы континентов оказывались ниже, чем теперь, по отношению к уровню океана. Во время деградации оледенения гляциоизостазия на начальном этапе не могла скомпенсировать эту разницу уровней. Поэтому при дегляциации континентов в их пределы распространялись морские трансгрессии, которые проникали тем глубже, чем больше была ледниковая нагрузка.

Последствия климатических изменений, имевших место во время оледенений и в периоды межледниковий, рассмотрены на основе результатов изучения в Кольском регионе образований поздневалдайского оледенения и голоцена, самого молодого периода геологической истории Земли, который рассматривается в качестве аналога межледниковья.

Поздневалдайское оледенение (МИС 2) достигло максимального распространения в Кольском регионе около 20 тыс. лет назад. Его границы выделены по геологическим и геоморфологическим материалам (Ramsay, 1898; Ramsay, 1904; Евзеров, 1998). Достаточно подробно выяснена зависимость характера деградации ледникового покрова от климатических изменений, которые установлены посредством детальных исследований ледниково-морских, пресноводных и глубоководных морских осадков различными методами (Alm, 1993; Lehman, Keigwin, 1992). Каждая из вариаций климата продолжительностью от 500 до 2000 лет включала в себя сравнительно быстрое потепление и последующее постепенное или ступенчатое похолодание.

В периоды межстадиальных потеплений происходило отчленение от основного массива льда обширных периферических областей ледникового покрова и их практически полное стаивание (Yevzerov, 1998). В течение этих же периодов край динамически активного льда при благоприятных геоморфологических условиях контактировал с возникавшими или уже существовавшими в это время приледниковыми водными бассейнами. Высокая теплоёмкость воды приводила к быстрому совмещению ледяного берега с линией нулевого баланса масс ледника и длительному сохранению его довольно стабильного положения. Вследствие этого создавались условия для накопления у крутого ледяного берега мощных толщ флювиогляциальных осадков. Впоследствии, при полном освобождении территории ото льда, эти толщи проявлялись в рельефе в виде гряд насыпных краевых образований, так называемых маргинальных озов, на месте обширных замкнутых понижений или дельтовых комплексов в сравнительно узких депрессиях. Примером могут служить дельты в Вудъяврской и Сейдозерской депрессиях, соответственно, в Хибинском и Ловозерском горных массивах, а также дельты в долинах крупных рек, впадающих с севера в Белое море. В речных долинах отложения дельт в северном направлении сменяются озерно-ледниковыми осадками.

Во время стадиальных похолоданий ледник, наступая, в той или иной степени деформировал гряды насыпных краевых образований, если таковые оказывались на пути перемещения льда. При максимальном распространении ледника в каждую из стадий он образовывал перед своим краем гряды напорных морен, если поверхность ледникового ложа была наклонена в направлении перемещения льда. Если же ложе было наклонено навстречу движению льда, то перед его краем возникало приледниковое озеро, и наряду с напорными грядами формировались флювиогляциальные дельты (Eastern Fennoscandian..., 1993; Евзеров, 1996).

Изложенный материал дает достаточно полное представление о ходе дегляциации территории, очевидно, аналогичной той, которая имела место во все ледниковые эпохи четвертичного периода. Однако в нашем распоряжении нет данных, позволяющих расшифровать механизм этапа активного наступления и быстрого распространения ледникового покрова в пределах огромного пространства Евразийского континента.

В голоцене, судя по палеонтологическим данным, климат неоднократно изменялся: чередовались потепления и похолодания (Елина и др., 1995). Наиболее значительное потепление имело место в атлантический период, несколько меньшее по амплитуде – в суббореале. Повышениям температур, как правило, сопутствовало и увеличение количества осадков. Следствиями вариаций климата являлись эпизодическое появление горных ледников, эволюция растительности и осадконакопления.

Во время похолоданий в Хибинском и Ловозерском горных массивах неоднократно зарождались и исчезали горные ледники. В позднем дриасе на территорию, освободившуюся к этому времени ото льда, распространялись ледники подножий и предгорий. Волна потепления голоцена, включающая климатический оптимум атлантического периода, привела к исчезновению горных и предгорных ледников. В последние 4.5 тысячи лет ледники появлялись еще трижды: примерно 4.5-4 тысячи лет назад, около 2.5 - 2 тысяч лет назад и в малый ледниковый период, длившийся ориентировочно с середины XV до середины XIX веков (Рябцева, 1970). Все они практически не выходили за пределы цирков и занимаемые ими площади сокращались во времени. Современное оледенение Хибин представлено четырьмя ледниками. Их площадь в шестидесятые годы XX века, по данным В.Ф. Перова, составляла от 15 до 30 тыс. м² при толщине льда до 30 м (Перов, 1968). В настоящее время это оледенение эмбрионального типа, возникшее в Малый ледниковый период, деградирует (Зюзин, 2006).

Растительность раньше всего появилась на юге Кольского полуострова. В голоцене тундровая растительность позднего дриаса сменяется лесотундровой и затем лесной. При похолоданиях на севере и северо-востоке региона значительную площадь занимала тундровая растительность, сменяющаяся в юго-западном направлении сначала лесотундровой, а затем северотаёжной (Елина, 2000).

При потеплениях, как отмечалось, исчезали горные ледники, кроме того, границы растительных зон смещались к северо-востоку, вследствие чего исчезала полоса тундры, несколько сокращалась площадь лесотундры и значительно увеличивалась площадь распространения северной тайги (Елина, 2000). При повышении температуры возрастала скорость накопления осадков (Субетто, 2009), так как в регулировании развития водоёмов высоких широт одним из основных факторов является температура. Именно она определяет продолжительность периода открытой воды и динамику продукционных процессов. Осадкообразование детально изучено в небольших озерах, в которых были обнаружены сапропели, в том числе диатомиты. Достаточно подробные сведения об упомянутых осадках приведены в монографии (Евзеров, 2014). При потеплениях возрастало количество осадков и происходило зарастание дюн на побережьях крупных озер, Баренцева и Белого морей. В засушливые этапы дюны частично разрушались, и их растительный покров погребался под золовыми песками. Прослой почв часто наблюдаются в разрезах дюн.

Колебания климата сколько-нибудь заметно не отразились в строении и составе продуктов выветривания горных пород. При непосредственном воздействии агентов выветривания в регионе формировались и продолжают формироваться элювий и почвы. Элювий залегает на платообразных вершинах гор и на широких и относительно ровных водораздельных пространствах, лишенных покрова ледниковых и более поздних осадочных образований. Он представлен щебнисто-дресвяно-мелкоземистым материалом мощностью порядка 1.5-2 м. В мелкоземе, содержание которого редко превышает 50%, преобладают песчаные и алевритовые частицы. Учитывая в целом довольно суровые климатические условия региона, а также то, что около половины объема рыхлой массы элювия составляют грубые обломки, можно полагать, что дробление материнских пород происходило, главным образом, под влиянием морозного выветривания.

Имело место также физико-химическое выветривание минералов, на что указывает присутствие в мелкоземе алевритовых частиц. Содержание глинистой фракции составляет в среднем 3.15%. Она представлена разнообразными смешанно-слоистыми образованиями, иллитом, хлоритом, вермикулитом, не разложенными силикатами, в частности полевыми

шпатами, амфиболами, пироксенами, и аморфным веществом, что свидетельствует о подчиненной роли химического выветривания при образовании даже мельчайших частиц. Происходило главным образом выщелачивание калия из триоктаэдрических слюд и магния из бруситового слоя хлоритов (Афанасьев, 1977). Наиболее энергично минералы кристаллических пород разрушаются при образовании широко распространенных в регионе подзолистых почв, благодаря высокому содержанию гуминовых кислот и низкому значению рН. В этих почвах полностью разлагаются темноцветные минералы, вследствие чего происходит обесцвечивание подзолистого горизонта, в котором в зависимости от состава материнских пород сохраняются кварц и полевые шпаты. Каолинит в подзолистых почвах не образуется.

Судя по объему обломочного материала, транспортируемого в настоящее время реками, под влиянием механической и химической денудации поверхность региона за весь четвертичный период снизилась бы максимум метров на 30 м. Столь малая величина изменения рельефа экзогенными процессами, несомненно, является следствием слабого проявления химического выветривания.

Список литературы:

Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: Наука, 1977. 244 с.

Евзеров В.Я. Маргинальные образования одной из стадий поздневалдайского оледенения на Кольском полуострове и в северной части Беломорской котловины // Докл. АН. 1996. Т. 348, № 5. С. 681-682.

Евзеров В.Я. Минерогения рыхлого покрова северо-восточной части Балтийского щита. Мурманск: изд. МГТУ, 2014. 255 с.

Евзеров В.Я. Самойлович Ю.Г. Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология. 1998. № 4. С. 65-70.

Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А., Усова Л.И. Растительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристо топяного болота) // Ботанический журнал, т. 80, №3. 1995. С. 1-16.

Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2000. 242 с.

Зюзин Ю.Л. Суровый лик Хибин. Мурманск Рекламная полиграфия, 2006. 235 с.

Перов В.Ф. Снежники, ледники и мерзлотный рельеф Хибинских гор // Гляциология, № 22. М.: Наука, 1968. 119 с.

Рябцева К.И. Динамика оледенения Хибин в голоцене в связи с ритмами увлажнения Северного полушария // Ритмы и цикличность в природе. Вопросы географии. М.: Мысль, № 79. 1970. С. 105-120.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Санкт-Петербург: изд. РГПУ имени Герцена, 2009. 343 с.

Alm T. Climate and plants during the last ice age / T. Alm, K.-D. Vorren // Plant life / University of Tromsø ; Tromsø Museum. Tromsø, 1993. P. 4-7.

Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation // Excursion guide / ed. V.Ya. Yevzerov. Apatity, 1993. P. 1-66.

http://en.wikipedia.org/wiki/Marine_isotope_stage

Lehman S.J. Keigwin L.D. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation // Nature. 1992. Vol.356. P. 757-762.

Ramsay W. Beitrage zur Geologie der recenten und pleistocanen Bildungen der Halbinsel Kanin // Fennia. 1904. 21, № 7. S. 1-67.

Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit// Fennia, Helsingfors. 1898. V. 16, № 1. 151 S.

Yevzerov V.Ya. Deglaciation of the Kola Peninsula and the Belomorian depression // Abstract of Second Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop. Saint Peterburg, Russia, 5-8 February, 1998. Saint Peterburg, 1998. P. 55.

СРЕДНЕВАЛДАЙСКОЕ ВРЕМЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ:

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Н.Е. Зарецкая¹, А.В. Панин^{2,3}, А.Н. Молодьков⁴

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Институт географии РАН, Москва, Россия, a.v.panin@yandex.ru

⁴Институт геологии, ТТУ, Таллинн, Эстония, anatoli.molodkov@ttu.ee

MIDDLE VALDAI (WEICHSELIAN) TIME IN THE EUROPEAN NORTHEAST:

PALAEOGEOGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY

N.E. Zaretskaya¹, A.V. Panin^{2,3}, A.N. Molod'kov⁴

¹Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³Institute of Geography RAN, Moscow, Russia

⁴Institute of Geology, Tallinn Institute of Technology, Estonia

Введение

Несмотря на значительные усилия, направленные на изучение средневалдайского времени, его событийность и хронология в значительной степени остаются дискуссионными. Особенно мало репрезентативных данных находится для регионов, которые были заняты последним Скандинавским ледниковым покровом, что объясняется его эродирующим и преобразующим влиянием на подстилавшую поверхность. Поэтому особую значимость для палеогеографических и геохронологических реконструкций в отношении среднего валдая приобретает изучение территорий, в последнюю ледниковую эпоху находившихся в экстрагляциальных условиях.

В соответствии с последними стратиграфическими представлениями хроностратиграфическим эквивалентом средневалдайского времени в Региональной схеме севера и северо-запада России является ленинградский горизонт валдайского надгоризонта, охватывающий объем осадков с возрастом 57-29 тыс. лет (Карта четвертичных образований..., 2013). В Общей стратиграфической шкале квартера России это третья ступень верхнего звена неоплейстоцена. Рассматриваемый временной интервал в целом соответствует морской изотопной стадии (МИС) 3 и имеет ранг интерстадиала.

Термин «средний валдай» был впервые предложен Е.П. Зарриной (1970) для неледниковой интервала между двумя последними оледенениями; внутри него выделялись два потепления (Вигдорчик и др., 1970). Позже была предложена более детальная схема расчленения среднего валдая по принципу 4:3 - четыре кратковременных стадии похолодания и три более продолжительных потепления, объединявшиеся в один седиментационный и климатический мегаритм (Арсланов и др., 1981). По данным изучения порядка 20 разрезов среднего валдая на северо-западе Русской равнины Е.А.Спиридонова (1983) выделила 7 пыльцевых зон, соответствующих последовательным похолоданиям и потеплениям климата. Нечетные зоны характеризуются развитием берез с элементами перигляциальной флоры, четные – преобладанием сосны и ели, а в середине интервала (зона IV) – широким развитием ольхи и широколиственных пород.

Впоследствии, несмотря на детализацию исследований и построение изотопно-кислородной шкалы SPECMAP (Imbrie et al., 1984), в отечественной науке осуществился возврат к схеме 2:1 (два потепления и одно разделяющее их похолодание) (Арсланов, 1992) или 3: 2 (три потепления и два похолодания) (Velichko et al., 2011). Исключение составляет работа А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005), где для Печорской низменности приводится детальное хроностратиграфическое расчленение средневалдайского времени с 52 до 30 тысяч ¹⁴С лет назад: ими было выделено 9 климатических эпизодов – 5 потеплений и 4 похолодания (Лавров, Потапенко, 2005).

В то же время было установлено, что для средневалдайского времени были характерны значительные изменения климата и колебания уровня моря (Lambeck et al., 2001). Климат характеризовался периодически повторяющимися и довольно резкими изменениями от холодного стадийного к умеренному интерстадийному, за которым следовал постепенный возврат к стадийному климату. Такие климатические циклы известны как события Дансгора-Эшгера (Dansgaard-Oeschger cycles), которые были выявлены в ледниковых кернах Гренландии (Dansgaard et al., 1993; High-resolution..., 2004), когда была получена изотопно-кислородная летопись суши Северного полушария с разрешением 50 лет. Существование событий Дансгора-Эшгера зарегистрировано и в наземной летописи потеплений и похолоданий средневалдайского (средневислинского) времени, установленной по различным прокси-индикаторам (Wohlfarth et al., 2008; 2010).

В самое последнее время для хронологической привязки и корреляции позднеплейстоценовых изменений климата и связанных с ними изменений других ландшафтных компонентов в северной Атлантике и прилегающих районах помимо МИС используется событийная климатостратиграфия. Она также выявлена в ледниковых кернах Гренландии и представлена пронумерованной последовательностью так называемых гренландских интерстадиалов (ГИ, или GI) и гренландских стадий (ГС, или GS) (Rasmussen et al., 2014). При этом ГИ и ГС, которые соответственно отражают фазы теплого и холодного климата в североатлантическом бассейне, представлены все теми же специфическими событиями Дансгора-Эшгера. Если о средневалдайском интерстадиале говорить в терминах такой событийной климатостратиграфии, то в самом общем приближении он начинается с ГИ 16, а заканчивается ГС 4.

Таким образом, средневалдайское время представляется довольно длительным периодом, насыщенным короткопериодическими климатическими событиями; его некорректно подразделять на крупные временные отрезки (2:1, 3:2 или даже 4:3), объединенные похожими характеристиками. По-видимому, средний валдай имеет более насыщенную событийную историю, которая будет изложена на примере северо-востока Европы.

Методы исследований и фактический материал

Разрезы, вмещающие отложения средневалдайского времени, изучались в бассейне р. Северной Двины. В полевых условиях проводились литостратиграфические исследования; из разрезов отбирались образцы на радиоуглеродный, уран-ториевый и оптико-люминесцентный анализы, в результате чего были получены соответствующие данные.

Все разрезы представляют собой обнажения речных террас. Отложения, относящиеся к среднему валдаю, представлены, в основном, аллювием разных фаций, от руслового до старичного, и в ряде случаев - субазральными отложениями (погребенными почвами). В процессе обработки полученных данных оказалось, что разрезы «разбиваются» на две группы. К первой группе относятся разрезы так называемой «средневалдайской» террасы; высота таких разрезов над современным урезом достигает от 15 до 28-30 м, и они вмещают в себя отложения практически всего средневалдайского времени (МИС 3). Большая же часть разрезов представлена террасой, образованной на границе среднего и позднего валдая перед последним ледниковым максимумом (ПЛМ). Высота этой террасы не превышает зачастую высоты современной поймы, то есть 5-7 м над современным урезом. Терраса сложена обычно косо- и горизонтальнослоистыми песками русловой фации аллювия, иногда с криогенными деформациями, а в подошве (часто – практически на уровне уреза воды) встречаются маломощные горизонты погребенного органогенного материала – торфа, оторфованного суглинка, растительного детрита. Возраст этих органогенных горизонтов обычно – 28-25 тысяч радиоуглеродных лет.

Ниже приводится краткий обзор изученных разрезов (по группам и по течению сверху вниз). Нами изучено три разреза средневалдайской террасы.

Разрез Курьядор высотой 15 располагается в верхнем течении р. Вычегды, по правому берегу. Отложения, относимые нами к среднему валдаю, общей мощностью ~ 4.5 м, лежат с

эрозионным контактом на русловых песках среднеплейстоценового возраста (согласно ОСЛ датам в работе Lysa et al., 2011), и состоят из двух пачек. Нижняя, аллювиальная, представлена слоистой сизо-серой песчано-суглинистой толщей, перекрытой светло-серыми мелкозернистыми песками со знаками ряби; серия инверсионных OSL-дат (Lysa et al., 2011) показывает возраст этой толщи в интервале от 67 до 47 т.л. Между ними линзами встречается прослой оторфованного суглинка, по которому была получена дата 41.700 ± 600 (ГИН-14324), что соответствует 45.6–44.7 кал. т. л. Для песков характерны криотурбации и псевдоморфозы по морозобойным клиньям. Аллювиальную толщу перекрывает органогенный горизонт, накапливавшийся непрерывно в период с ~43.6 до 30.6 (39.610 ± 360 (ГИН-15076-2) - 26.200 ± 400 (ГИН-14320)). Ботанический анализ образцов показал, что отложения накапливались в субэразальных условиях (Зарецкая и др., 2013), и, по-видимому, нижняя часть горизонта представляет собой погребенную аллювиальную почву (Максимов и др., 2015). Проведенное параллельно радиоуглеродному $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование погребенной почвы показало хорошую сходимость результатов (Максимов и др., 2015). Органогенная толща без перерыва перекрывается лессовидными суглинками, по времени накопления относимыми к максимуму последнего оледенения (Гуслицер, Дурыгина, 1983).

Разрез Байка высотой 15 -18 м располагается в низовьях р. Вычегда, на левом берегу, ранее изучался коллективом авторов (Sidorchuk et al., 2001). Средневалдайские отложения вскрываются в сновании разреза и представлены мощным (до 70 см) горизонтом погребенного торфа, по простиранию переходящего в серию прослоев оторфованного суглинка, и горизонтом суглинка с органикой, разделенными слоем горизонтальнослоистого песка. По-видимому, здесь представлены разные фации аллювия, от старичного (линза погребенного торфа) до руслового (горизонтальнослоистые пески). По органогенным горизонтам получены даты 39.700 ± 660 (ГИН-14868) и 32.000 ± 650 (ГИН-15030). Кроме того, в нижней (по течению реки) части разреза на высоте ~ 5 м от уреза вскрывается органогенный горизонт, весь разбитый морозобойными клиньями (псевдоморфозами) и по сути своей являющийся погребенной почвой; по ней получена дата 44.050 ± 1200 (ГИН-14866); по-видимому, здесь вскрывается более древняя часть террасы, к которой затем была прислонена более молодая. Залегающая выше толща представлена, в основном, слоистыми песками с прослоями суглинков, по-видимому, поздневалдайского возраста (Sidorchuk et al., 2001).

Разрез Толоконка мощностью 30 м находится на правом берегу р. Северная Двина, в 100 км ниже устья р. Вычегды. Этот разрез «выбивается» из общей картины тем, что при одинаковой высоте обнажений он состоит из нескольких разновозрастных частей. Основной разрез вмещает отложения последних 100 тысяч лет и древнее. Средневалдайские отложения вскрываются в средней части разреза и представлены слоистой песчано-суглинистой толщей старичных или затонных отложений, содержащей горизонты, богатые органикой. Для кровли этой толщи ранее выполнено перекрестное ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование, даты лежат в интервале 45.2 и 37.5 т.л.н. и хорошо согласуются между собой (Максимов и др., 2011). Подстилающие и перекрывающие пески, возможно, также относятся к средневалдайскому времени; однако, результаты их ОСЛ-датирования неоднозначны (Lysa et al., 2014).

Следующая группа разрезов относится к так называемой «МИСЗ-4» террасе.

Разрез Дон располагается на правом берегу р. Вычегды, в Кадамском расширении долины, и вскрывает 5-метровую первую террасу. Отложения представлены косо- и горизонтальнослоистыми аллювиальными песками с прослоями сизых суглинков. В средней части разреза хорошо читаются криогенные деформации. Пески перекрыты голоценовым оторфованным суглинком, переходящим в торф. По пескам в нижней части разреза получена ОСЛ-дата 23.1 ± 2.0 (RLQG 2362-085), указывающая на аккумуляцию в начале позднего валдая.

Разрез Нижний Озьяг находится в среднем течении р. Вычегды (субширотный отрезок русла), и назван так по отношению к основному разрезу Озьяг, описанному ранее (Лавров, Потапенко, 2005). Разрезом вскрыта 7-метровая 1-я терраса, и сам разрез состоит из 2 частей:

более древней – выше по течению, и более молодой, расположенной ниже. Визуально разрезы не различаются, так как высота поверхности одна и та же, различия выявляются после расчистки. Выше по течению вскрываются косо- и горизонтальнослоистые пески русловой фации аллювия, без каких-либо нарушений, в подошве разреза подстилаемые оторфованным песком; из этого горизонта была получена ^{14}C дата 28.500 ± 260 (ГИН-15080). Ниже по течению при той же высоте разрез имеет принципиально иное строение: здесь в верхней и нижней частях разреза имеются как минимум два песчано-суглинистых горизонта с криогенными деформациями, а также пески со следами морозобойных клиньев в нижней части разреза. Аллювиальная толща подстилается здесь тонким прослоем растительного детрита в суглинках, по которому была получена ^{14}C дата 25.880 ± 80 (ГИН-15081).

Разрез Сторожевск находится на левом берегу р. Вычегды в среднем ее течении, напротив устья р. Вишеры, и вскрывает отложения 6-метровой террасы. В разрезе вскрываются аллювиальные пески русловой фации без следов нарушений. Из подошвы разреза по растительному детриту получена дата 25.060 ± 130 (ГИН-14878).

Разрез Нёбдино расположен ниже по течению от разреза Сторожевск, по правому берегу р. Вычегды. Вскрываются отложения 6-метровой террасы; в косослоистых песках наблюдаются псевдоморфозы по морозобойным клиньям, а в прослоях оторфованного суглинка – разрывные нарушения криогенного характера. По общей органике в прослое оторфованного суглинка получена дата 26.300 ± 500 (ГИН-14576).

Разрез Верхняя Толоконка расположен выше по течению от основного 4-километрового разреза, в правом берегу р. Северной Двины. В обнажении высотой 28 м вскрываются отложения 1 террасы р. Северной Двины; мощность толщи здесь «раздута» из-за включения в разрез отложений подпрудного приледникового озера, синхронного максимуму последнего оледенения (в средней части разреза). Основные осадки, представленные в разрезе – аллювиальные, в основном – горизонтально- и косослоистые пески и галька. В подошве разреза прослеживается маломощный горизонт оторфованного суглинка, по которому получена дата 24.570 ± 140 (ГИН-14874).

Также были получены данные из долины р. Кулой – правого притока р. Ваги. Здесь в левом берегу изучено 18-метровое обнажение 2-й террасы, в котором вскрываются аллювиальные пески. В подошве разреза был найден прослой растительного детрита в суглинистых отложениях, по которому была получена дата 21.450 ± 110 (ГИН-14869).

Обсуждение результатов

В результате наших исследований для средневалдайского времени на северо-востоке Европы (в бассейне р. Северной Двины) был накоплен представительный массив радиоуглеродных дат (более 30), подкрепленный, с одной стороны, данными уран-ториевого датирования, с другой – им не противоречат результаты ОСЛ-датирования минеральных осадков, как полученные ранее, так и в рамках настоящего исследования. Для приведения радиоуглеродных дат в календарное исчисление и удобства дальнейшей обработки, была использована программа Calib 6.11 (Reimer et al., 2013), в частности, ее опция Sum probability distribution, позволяющая оценить плотность дат в определенном промежутке времени. В результате был получен график распределения дат на календарной временной шкале. Считая, что накопление органогенных отложений более вероятно в относительно теплые климатические фазы, полученный график можно сравнивать с другими календарными архивами, в том числе – изотопно-кислородной кривой NGRIP (High-resolution..., 2004) и событийной климатостратиграфической летописью (Rasmussen et al, 2014), а также с хроностратиграфической шкалой позднего неоплейстоцена, построенной А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко для Печорской низменности (Лавров, Потапенко, 2005).

В бассейне р. Северной Двины не фиксируются аноргинское (ГИ-16?) и шапкинское (ГИ-14 или 13) потепления, выделенные А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко для ранних стадий среднего валдая Печорской низменности по спорово-пыльцевым данным, в силу отсутствия данных; сами потепления, безусловно, имели место.

Урдюжскому потеплению (ГИ-12), которое также выделяется А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко, может соответствовать погребенная почва в разрезе Байка с датой 44.050 ± 1200 (ГИН-14866) и прослой оторфованного суглинка из разреза Курьядор с датой 41.700 ± 600 (ГИН-14324). Последующая криогенная деформация почвы (разрез Байка) и аллювиальных песков (разрез Курьядор) происходила, вероятно, во время похолодания, никак не поименованного, однако зафиксированного и в ряде разрезов Печорской низменности.

Тырыбейское потепление, установленное для Печорской низменности, имеет отклик на полученном нами графике в виде двух плотностных пиков, соответствующих ГИ-11 и 10 и располагающемуся между ними похолоданию ГС-11. Во время этого потепления, длившегося более 3 тысяч лет, накапливались органогенные горизонты разрезов Курьядор (в том числе погребенная почва), Толоконка (погребенный оторфованный суглинок) и мощный погребенный торф в разрезе Байка. По-видимому, для бассейна Северной Двины тырыбейское потепление можно считать первым «оптимумом» средневалдайского времени. Последовавшее затем похолодание, зафиксированное и на Печорской низменности, характеризовалось в бассейне Северной Двины накоплением аллювиальных толщ русловой фации аллювия (кроме разреза Курьядор, где доминировали субаэральные обстановки осадконакопления). По-видимому, похолодание было достаточно длительным и глубоким; например, в разрезе Курьядор горизонт погребенной почвы и нижележащие пески сильно криотурбированы.

Следующее потепление, фиксирующееся и в разрезах, и на графике, уже не имеет аналогов на прилегающей территории Печорской низменности. Оно коррелирует с ГИ-8, и, по преобладанию органогенных осадков с полученными датами из соответствующего разреза, можно назвать его курьядорским. Ему соответствуют верхние горизонты органогенной толщи разреза Курьядор, нижний органогенный горизонт разреза Нёбдино, и органогенные горизонты разрезов Байка и Толоконка. Во время последовавшего похолодания накапливались аллювиальные пески.

Длительное потепление, фиксирующееся в подошвах практически всех разрезов 1-й «МИСЗ-4» террасы, коррелирует с ГИ-5 и 4, и в бассейне Северной Двины подразделяется на три фазы. Во избежание путаницы, предлагается назвать его сторожевским. По-видимому, это второй и последний «оптимум» средневалдайского времени на северо-востоке Европы. Вышележащие горизонты всех изученных разрезов террас несут в себе следы интенсивной криотурбации и морозобойного растрескивания (в том числе – самих органогенных горизонтов), что, по-видимому, знаменует наступление последнего ледникового максимума. Исключением является горизонт погребенного оторфованного суглинка в разрезе Кулой (левый берег р. Кулой, правого притока Ваги), для которого получена дата ~ 25.500 кал. л.н., возможно, маркирующая эпизод кратковременного улучшения климатических условий.

Таким образом, средневалдайское время на территории северо-востока Европы было периодом повторяющихся резких неоднократных изменений климата. По уже имеющимся данным, можно выделить как минимум 9 эпизодов улучшения климатических условий, и, соответственно, аналогичное число похолоданий. Столь сложная история временного отрезка длиной более 30 тысяч лет делает некорректным его подразделение на крупные временные отрезки и требует детализации проводимых исследований.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант 15-05-05284, и в рамках темы ГИН РАН № 0135-2014-0068

Список литературы:

Гуслицер Б.И., Дурягина Д.А. Природные обстановки в бассейне верхней Вычегды в средне – поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР, Сыктывкар.- 1983.- с. 26-27.

Зарецкая Н.Е., Шеботинов В.В., Панин А.В., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Симакова А.Н. Геохронология и дискуссионные вопросы палеогеографии позднего неоплейстоцена Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы // Сборник статей по итогам VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013 года, с. 204-206.

Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации: пояснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. 220 с.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины // М., «Аэрогеология». - 2005. - 348 с.

Максимов Ф.Е., Зарецкая Н.Е., Шеботинов В.В., Кузнецов В.Ю., Успенская О.Н., Григорьев В.А., Кукса К.А. Новые возможности радиоизотопного датирования погребенных органических отложений (на примере разреза Курьядор, долина верхней Вычегды) // Доклады Академии Наук, серия геология, т. 462, № 6, с. 681-685.

Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюллетень КИЧП. №52. – М.: Наука. – 1983. – С.42-57.

Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Sveinbjörnsdottir A. E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature. 1993. V.364. P. 218–220.

Lambeck K., Chappell J. Sea level change through the Last Glacial cycle // Science. 2001. V. 292. P. 679-686;

Lyså A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // Boreas, 2011, v. 40, n. 3, p. 481-497.

Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A.S., Subetto D.A., Van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychehga region in northwestern Russia // Boreas (2014), DOI 10.1111/bor.12080

Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier Th., Buchardt S. L., Clausen H. B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J. J., Pedro J. B., Popp T., Seierstad I. K., Steffensen J. P., Svensson A. M., Vallenga P., Vinther B. M., Walker M. J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quaternary Science Reviews. 2014. V.106. P. 14-28.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50000 years cal BP // Radiocarbon. 2009. V. 51 (4). P. 1111-1150.

Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychehga river, western Russia //River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. D. Maddy, M.G. Macklin & J.C. Woodward (eds). A.A.Balkema Publishers.- 2001.- p.265-295.

A.A. Velichko, M.A. Faustova, V.V. Pisareva, Yu.N. Gribchenko, N.G. Sudakova and N.V. Lavrentiev Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology // Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, 2011, Elsevier, p. 337-361

Wohlfarth B. Ice-free conditions in Sweden during Marine Oxygen isotope Stage 3? // Boreas. 2010. V 39, issue 2. P. 377-398.

НОВАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РОССИИ МАСШТАБА

1:2 500 000, 2016 г.

**А.С. Застрожных¹, В.К. Шкатова¹, В.И. Астахов^{1,2}, Л.Е. Пестова¹, М.А. Чуйко¹,
Е.А. Гусев³**

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Andrey_Zastrozhnov@vsegei.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, val@nb15514.spb.edu

³Всероссийский научно-исследовательский институт океанологии (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru

NEW QUATERNARY MAP OF RUSSIA SCALE 1:2 500 000, 2016

A. Zastrozhnov¹, V. Shkatova¹, V. Astakhov^{1,2}, L. Pestova¹, M. Chuyko¹, Ye. Gusev³

¹All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg

²St-Petersburg State University

³All-Russian Research Institute for Okeangeologia (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg

Вниманию участников конференции представляется новый вариант Карты четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 Российской Федерации в формате ГИС, составленной во ВСЕГЕИ в 2010 г. и актуализированной по данным продолжающегося геологического картирования в масштабе 1:1 000 000 в 2014-16 гг. Подготовка и оформление Карты выполнены в программе Arc Map. Ее создание вызвано необходимостью обобщения большого объема качественно новых картографических материалов по геологии квартера России, полученных в результате работ по Госгеолкарте-1000 новой серии и Госгеолкарте-1000 третьего издания за последние более чем 40 лет после издания во ВСЕГЕИ Карты четвертичных отложений СССР масштаба 1:2 500 000 (Ганешин, 1973). Карта охватывает территорию суши с внутренними морями и прилегающие к ней акватории. Карта суши построена сотрудниками отдела четвертичной геологии и геоморфологии ФГБУ «ВСЕГЕИ», акватории – сотрудниками ФГБУ «ВНИИОкеангеология», АМИГЭ, МАГЭ и Южморгеологии. Электронная версия карты 2013 года размещена на сайте ВСЕГЕИ (<http://www.vsegei.com/ru/info/quaternary-2500/>).

Составление карты, базирующееся в основном на использовании листов Госгеолкарты-1000/2 и Госгеолкарты-1000/3, было осложнено слабой и нередко формальной увязкой контуров стратиграфо-генетических подразделений на листах разных авторов. Особенно остро этот вопрос стоял для северных территорий страны, где ряд карт четвертичных отложений составлен авторами, придерживающимися антигляциалистической концепции, принципиально отличной от обычной климатостратиграфической парадигмы.

При решении дискуссионных стратиграфических и палеогеографических вопросов анализировались ранее изданные обзорные мелкомасштабные карты. Помимо картографических материалов, в частности, для арктического Севера, были учтены новые данные, полученные российскими и зарубежными геологами в рамках международных европейских программ QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North), APEx, действовавших с 1996 по 2004 гг., по геохронометрии, палеонтологии, палеомагнетизму, уточняющие возраст отображенных на карте таксонов. Для актуализации информации или при отсутствии в комплектах Госгеолкарты-1000 карт четвертичных отложений использовались материалы Госгеолкарты-200, авторские карты и схемы, а также материалы космо- и аэрофотосъемок.

Легенда карты построена по стратиграфо-генетическому принципу. Стратиграфическое расчленение отложений квартера вследствие его малой продолжительности, в отличие от стратификации фанерозоя, основанной на биостратиграфической базе, проведено по климато-стратиграфическому критерию, учитывающему закономерные периодические изменения климата квартера, выражающиеся в чередовании ледниковых и межледниковых эпох.

В соответствии с разрешающей возможностью масштаба Карты в качестве основных картируемых генетических таксонов приняты генетические типы и их парагенезы – сочетания генетических типов, обусловленные географической близостью обстановок седиментогенеза. Сложные (преимущественно трехчленные) парагенезы обозначены на карте символами из заглавных букв латинского алфавита.

В целом легенда Карты содержит более 350 подразделений. По степени детальности расчленения четвертичного покрова суша существенно превосходит акваторию, что обусловлено ее большей изученностью, а также спецификой картографирования акваторий.

В Легенде и на Карте по фоновой стратиграфо-генетической закрашке показаны специальными обозначениями с использованием штриховых, линейных и немасштабных знаков геоморфологические и палеогеографические элементы, имеющие непосредственное отношение к четвертичному литогенезу: площади развития (объекты) активных в четвертичное время экзогенных и эндогенных процессов (карст, оползни, обвалы, лавины, сели, грязевые вулканы и т. п.); границы распространения покровных (материковых) и горно-долинных оледенений квартера, границы трансгрессий и границы сплошного, прерывистого и островного распространения многолетнемерзлых пород; новейшие (преимущественно унаследовано развивающиеся) разломы, которые хорошо выражены в рельефе и контролируют размещение и соответственно границы площадей развития четвертичных отложений различного генезиса и возраста. Маломощные покровные образования (полигенетические супеси и суглинки, лессовидные суглинки и лессы, торфяники, золотые пески и т.д.), залегающие на четвертичных осадках различного генезиса, показаны на карте цветными штриховками и крапом.

Карта сопровождается Пояснительной запиской, в которой изложены принципы построения легенды карты, стратификации четвертичных образований, генетической классификации отложений; охарактеризованы общая стратиграфическая шкала квартера России; положение нижней границы четвертичной системы; корреляция региональных стратиграфических подразделений четвертичных отложений с таксонами общей шкалы, географическая и палеогеографическая зональность в распространении различных генотипов, освещены региональные особенности строения четвертичного покрова территории России и дискуссионные вопросы геологии квартера и их отражение на карте.

К Карте прилагаются каталоги опорных и стратотипических разрезов и месторождений полезных ископаемых четвертичных образований. Всего в каталоге охарактеризовано 235 опорных и стратотипических разрезов. Каталог представлен в форме базы данных в DBF-формате и содержит сведения о разрезах и ареальных стратотипах горизонтов и подгоризонтов региональных подразделений четвертичной системы.

С целью оценки ресурсного потенциала четвертичных отложений территории Российской Федерации были выделены площадные таксоны в ранге провинций, районов и узлов для россыпных и не россыпных месторождений, а также в ранге гидрогеологических структур 1, 2 и 3 порядков для месторождений питьевых вод. В результате выделено 1118 площадных таксонов, связанных с месторождениями, локализующимися в отложениях квартера (778 россыпных и не россыпных месторождений, 340 месторождений питьевых и технических вод). Результаты оценки приводятся в каталоге площадных таксонов полезных ископаемых четвертичного возраста с оценкой их продуктивности и перспективности. Для отображения результатов оценки ресурсного потенциала четвертичных отложений был подготовлен комплект из четырех карт масштаба 1:5 000 000 по благородным, черным и редким металлам, драгоценным и поделочным камням, питьевым и техническим водам.

Новая Карта, являющаяся результатом обобщения огромного количества данных, существенно отличается от Карты четвертичных отложений СССР того же масштаба 1973 г. Прежде всего, в два с лишним раза увеличен возрастной интервал картографируемых образований при детализированной общей стратиграфической шкале. На Карте по-новому отражена концепция развития оледенений в позднем неоплейстоцене на Русском Севере. Для позднего неоплейстоцена горного Урала показаны образования только горно-долинных оледенений, но не ледниковых покровов, которые перекрывали Северный Урал только в среднем неоплейстоцене.

В комплект Карты входят также три картосхемы в формате ГИС в м-бе 1:2 500 000. Гляциоморфологическая картосхема построена для корреляции немых ледниковых толщ (см. работу В.И.Астахова и др. «Плейстоценовые ледниковые покровы России по данным геологического картирования» в настоящем сборнике). Кроме того, впервые составлены картосхемы распространения оледенений и распространения морских трансгрессий квартера на территории РФ.

При составлении Схемы распространения оледенений квартера проведена ревизия всех материалов по этому вопросу, включая данные ГГК-1000 и новейшие публикации российских и западноевропейских геологов. В центральной России внесены поправки границ московского и валдайского оледенений по данным картографических работ Центргеологии. Для северо-востока Европейской части и п-ова Таймыр ассимилированы новые стратиграфические данные международных проектов PECHORA, QUEEN и APEX, что привело к кардинально отличным представлениям о размерах и возрасте оледенений позднего неоплейстоцена. Сходные изменения внесены и для территорий Урала, Западной и Средней Сибири. Главное отличие от прежних схем – сокращение площадей оледенения позднего неоплейстоцена при крайне ограниченных и даже минимальных площадях ледников последней стадии (МИС 2) в связи с усиливавшимся в плейстоцене дефицитом влаги к востоку от Скандинавского ледникового щита. На Северо-Востоке Сибири приняты прежние горные районы четвертичного оледенения, но конфигурация древних ледников подверглась изменениям на основании данных космических съемок и датирования морен новейшими методами при выполнении международных проектов. Резко сократились размеры границ отображения последнего оледенения во внутренних районах типа Верхоянского хребта, что связано с удаленностью этих районов от океанического влияния, особенно выраженной в засушливом позднем плейстоцене. По новым данным исследователей ГИН, МГУ и ААНИИ, работавших по международному проекту «Остров Жохова» на схеме показан ранее неизвестный ледниковый покров среднего неоплейстоцена в северной части Новосибирского архипелага (Басилян и др., 2008).

Впервые сделана попытка оценить распространение четвертичных морских трансгрессий на всей территории России.

На территории юга и юго-востока Европейской России в Каспийско-Черноморском регионе детализированы границы трансгрессий, для которых в последние годы по материалам листов Госгеолкарты 1000/3 получены новые материалы. На схеме изображены две хвалынских – ранне- и позднехвалынские и впервые три поздненовокаспийских трансгрессий – ранняя, средняя и поздняя.

Для Севера и Северо-Запада Европейской России на схеме показаны поздненеоплейстоценовые бореальная, мгинская и мезенская трансгрессии. Последняя подтверждена детальными исследованиями как на суше в северо-восточной части Архангельской области, так и на дне Печорского моря. Голоценовые трансгрессии, фиксирующиеся по обнаженным прибрежно-морским отложениям и по выраженным в рельефе береговыми линиями, имеют ограниченное распространение – только западнее 42° в.д. в районах, покрывавшихся последним Скандинавским ледником.

На северо-востоке Европейской России и на равнинах Сибири данные ГГК-1000/3 и многообразные исследования Арктики международными коллективами принесли много новой, иногда противоречивой информации, но вполне отчетливо проявилась главная закономерность: совпадение областей покровного оледенения и трансгрессий Арктического океана. Трансгрессии, т.е. вторжения моря на отметки выше современного его уровня, всегда приурочены к гляциоизостатическим прогибам. Максимальное число трансгрессий (до 5) установлено в древнеледниковых областях севера России, но на схеме показаны границы только средне- и поздненеоплейстоценовых межледниковых трансгрессий – обской, казанцевской и каргинской. Больше всего их поверхностные проявления видны на п-ове Таймыр, неоднократно прогибавшемся под весом ледниковых щитов. На схеме показаны морские трансгрессии первого межледниковья среднего неоплейстоцена, второго

межледниковья среднего неоплейстоцена, первого межледниковья позднего неоплейстоцена, второго межледниковья позднего неоплейстоцена. Здесь практически нет следов голоценовой трансгрессии (в отличие от Кольского п-ова), что явно обусловлено отсутствием здесь поздневалдайского ледника.

Особенно очевидна зависимость трансгрессий от оледенений на примере моря Лаптевых, не подвергавшемся оледенению. Детальные работы российско-германской экспедиции с обширной программой морского бурения и радиоуглеродного датирования показали, что ввиду отсутствия здесь гляциоизостатического прогиба послеледниковая фландрская трансгрессия достигла современного побережья не ранее 5 тыс. л.н. Другой пример такой закономерности дают Новосибирские острова: только в их северной части, где со среднего плейстоцена и до сих пор лежит глетчерный лед (Басилян и др., 2008), наблюдаются следы морских трансгрессий, которых нет южнее.

В результате плодотворного международного сотрудничества с обширной программой оптико-люминесцентного и радиоуглеродного датирования проблематичных морских толщ в отечественных и европейских лабораториях получены важные данные о возрасте ключевых межледниковых толщ. Оказалось, что хорошо известный репер тепловодных слоев каргинской трансгрессии в низовьях Енисея дает значения астрономического возраста более 100 тыс. лет и должен сопоставляться с глобальной межледниковой трансгрессией эемского возраста и 5-й океанической стадией, а не с холодной стадией МИС 3, как это до сих пор делалось в сибирских стратиграфических схемах. В этой связи важны и новые данные о распространении холодных морских слоев эпохи МИС 3, неправильно именуемых каргинскими, на архангельских и таймырских берегах, прогнутых во время мощного раннезырянского оледенения.

На территории Северо-Востока и Дальнего Востока следы древних трансгрессий плохо сохранились и не нашли отражения на схеме. На схеме показаны границы первой поздненеоплейстоценовой и частично голоценовой трансгрессий по материалам Государственных геологических картах четвертичных образований РФ масштаба 1:1000/2 и 1000/3. В районе Анадырской низменности Северо-Востока и на северном побережье Сахалина показаны границы двух трансгрессий в позднем неоплейстоцене и одной – в голоцене. В раннем голоцене уровень океана располагался на абсолютных отметках минус 20-15 м, поэтому раннеголоценовая трансгрессия на суше не оставила следов, в отличие от шельфа, где ее отложения широко распространены (Короткий и др., 1990). Среднеголоценовая трансгрессия (максимальная в послеледниковое время) имела уровень близкий к современному или выше него на 1,5-4 м. Наиболее четкие следы она оставила на юго-востоке Чукотки (побережье Анадырского залива), на берегах Западной Камчатки, на юге Приохотья и на севере и юге Сахалина (Свиточ, 2002). Слои позднеголоценовой трансгрессии на побережье Северо-Востока и Дальнего Востока встречаются фрагментарно. Это связано, вероятно, как с размывом верхнеголоценовых отложений, так и с малой продолжительностью трансгрессии.

Все эти новые данные существенно повлияли на составленные нами схемы границ оледенений и трансгрессий квартера.

Список литературы:

Басилян А.Э., Анисимов М.А., Никольский П.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет. Инф. бюллетень Международного Полярного Года. Новости МПГ 2007/08. – СПб, ААНИИ, –2008. – № 12, – С. 7–9.

Ганешин Г.С., ред. Карта четвертичных отложений СССР, м-б 1:2 500 000. – Л., ВСЕГЕИ, – 1973. – 16 л.

Короткий А.М. и др. Морские террасы западного Сахалина. – Владивосток, изд-во ДВО АН СССР, – 1990. – 63 с.

Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. – М., ГЕОС, – 2003. – 362 с.

Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000 (<http://www.vsegei.com/ru/info/quaternary-2500/>).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ ЗАПАДИН В ПРИАЗОВЬЕ

А.Л. Захаров, Е.А. Константинов

Институт географии РАН, Москва, Россия, zaanleo@gmail.com

ALLOCATION OF LARGE BASINS IN THE AZOV REGION

A.L. Zakharov, E.A. Konstantinov

Institute of geography RAS, Moscow, Russia

Некоторые лёссовые равнины Приазовья осложнены специфическим крупно-западинным рельефом. К данному комплексу рельефа относятся крупные западины и впадающие в них малые эрозионные формы, преимущественно крупные балки. Западины имеют различную в плане форму (каплевидную, треугольную, эллипсоидную), большинство из них ориентированы своей длинной осью внутри ареала, большие по площади (более 1 км²). Местное название данных западин – пади, лиманы или поды. Проблема происхождения западин освещена в литературе недостаточно. Анализ опубликованных материалов, касающихся данной темы (Канонников, 1977; Левандовский, 1956; Сафронов, 1973; Kleschenkov, 2010; Молодых, 1982), показал, что проблема проработана недостаточно глубоко, а выводы авторов зачастую не подкреплены фактическими геолого-геоморфологическими данными. Так или иначе, исследователями в разные годы выдвигался ряд гипотез: термокарстовая, карстово-суффозионная, просадочная, лиманно-озерная, золовая, гетерогенная (включает совокупность нескольких факторов). Ни одна из перечисленных гипотез пока не нашла как полного подтверждения, так и окончательного опровержения. Все это делает проблему происхождения западин Северо-Восточного Приазовья актуальной научной задачей, представляющей большой интерес для естествоиспытателей.

Выделяются 7 ареалов сосредоточения крупных западин. Ейско-Ахтарский ареал расположен на ейском полуострове, к северу и югу от него. Для него характерна вариация размеров и форм западин, преимущественно каплевидных и треугольных. Их насчитывается более 100 отдельных форм. Западины данного ареала ориентированы на ССЗ узкой частью силуэта. Сивашский ареал включает лиманы озера Сиваш и западины к северу от него. Большинство выраженных подов, расположено на междуречье рек Днепр и Молочная. Они имеют крупные средние размеры, эллипсоидную форму. Границы ареала нечеткие, при помощи ЦМР SRTM обнаруживается множество западин расположенных западнее р. Днепра в сторону р. Днестра, к западу они становятся менее выражены, пока полностью не сливаются с фоновыми поверхностями. Здесь их насчитывается более 100 отдельных форм. Возможности SRTM не позволяют диагностировать большее их количество. Цимлянский ареал расположен на террасовидной поверхности долины реки Дона к западу от Цимлянского водохранилища. Он включает 10, относительно небольших западин каплевидной формы. Они плохо выражены, однако имеют заметную ориентированность их длинных осей. Кагальницкий ареал расположен в окрестностях верховий р. Кагальник, на поверхности междуречья. Включает в себя 5 крупных западин каплевидной формы. Они достаточно хорошо выражены и имеют общую ориентированность. Манычский ареал расположен на обширной террасовидной поверхности к югу от озера Маныч-Гудило. Три западины данного ареала имеют площади от 6 км² до 190 км², а преимущественная ориентированность длинных осей отличается (от ориентированности в других ареалах) и имеет северо-северо-восточное направление.

Помимо ареалов, включающих несколько западин, встречаются одиночные крупные западины не связанные с другими западинами единой поверхностью междуречий. Волгодонская западина расположена на правом берегу нижнего течения р. Сал на высокой террасе, к юго-востоку от г. Волгодонск. Внешне имеет сходства с западинами Ейского ареала. Армавирская западина расположена на высокой террасе среднего течения р. Кубани, на правом берегу, к юго-востоку от города Армавир. Имеет площадь около 2 км² и по морфологии относится к западинам Ейского типа.

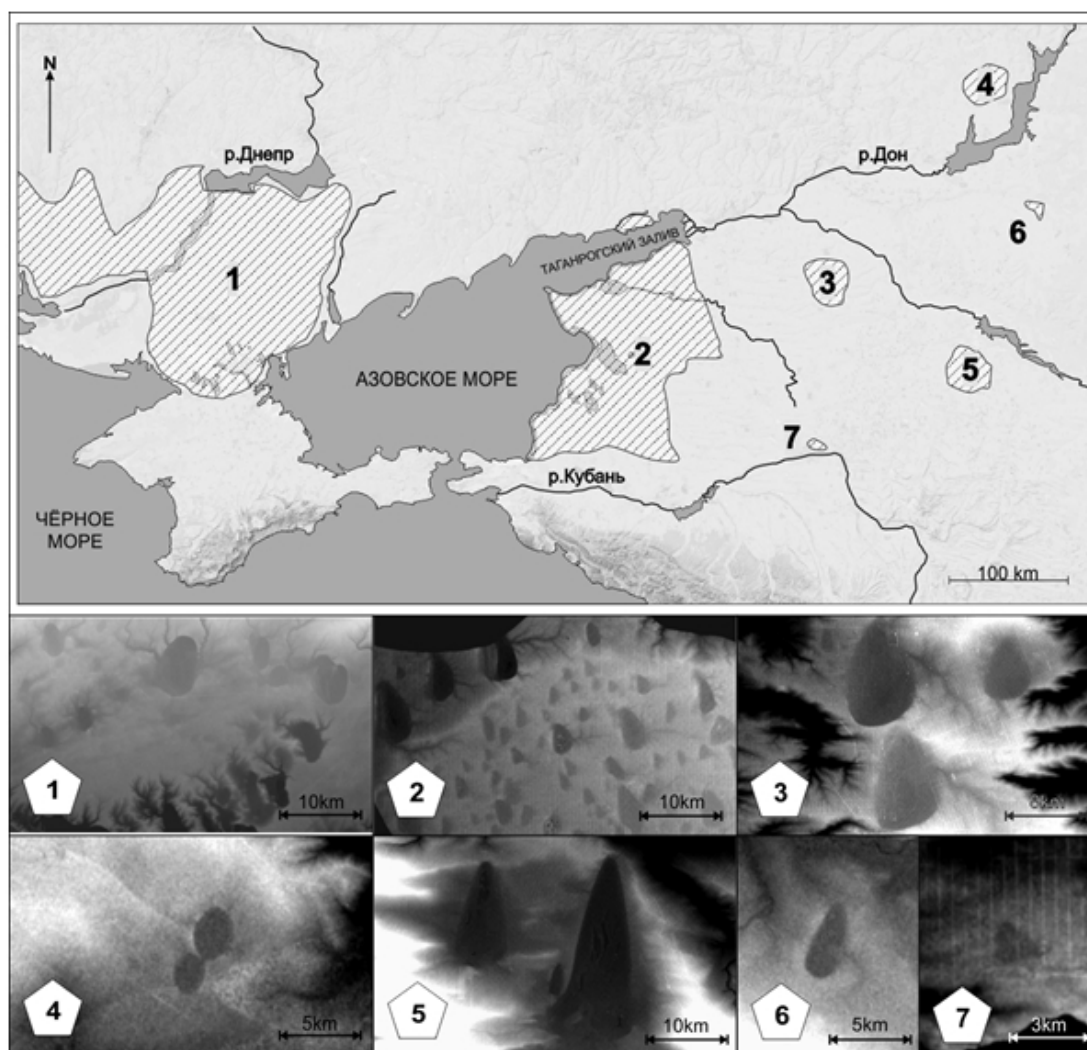


Рис. 1. Ареалы распространения крупных западин в Приазовье. Внизу даны примеры участков с западинным рельефом: иллюстрации основаны на данных ЦМР SRTM 3 - темные области соответствуют низинным участкам, светлые - возвышенным. Западины на иллюстрациях выглядят как темные замкнутые области.

Ареалы западинного мезорельефа расположены южнее границы проникновения оледенения – в области распространения лессовых отложений, накопленных здесь в плейстоцене во времена похолоданий, когда на территории Приазовья господствовали криоаридные условия.

Западины занимают междуречные пространства или высокие террасовидные поверхности. Особенности таких мест – слаборазвитая современная эрозионная сеть и малый уклон поверхности. Однако имеет место широкое распространение ложбинно-балочной сети, сток, по которой в настоящее время не осуществляется. При бурении в днищах таких ложбин обнаружилось значительное переуглубление вреза. В большинстве случаев западины являются локальными приемными бассейнами таких ложбин. В днищах крупных западин небольшие конусы выноса древних эрозионных форм не соответствуют размерам балок. Плавность элементов рельефа сухих балок, их большая протяженность, несоответствующая профилю и конусу выноса, а так же переуглубленность погребенного вреза указывает на их древний возраст, который, очевидно не старше момента возникновения крупных западин. Пространства, окружающие крупнозападинный рельеф, имеют развитую эрозионную сеть. Таким образом, поверхности с развитым крупнозападинным рельефом являются своего рода останцами, избежавшими разрушения склоновыми и эрозионными процессами.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 16-35-00345_мол_а

Список литературы:

- Величко А.А.. Природный процесс в плейстоцене. 1973. М.: Наука. 256 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, 2012. Т. 445. № 4. С. 464-467.
- Захаров А.Л., Константинов Е.А. 2014. Анализ пространственных изменений морфологии крупных западин Приазовья // Сборник тезисов докладов Международной школы-конференции молодых ученых «Изменения климата и природной среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация», Москва-Кисловодск, 14-20 сентября 2014 года. ГЕОС. С. 148 – 150.
- Захаров А.Л., Константинов Е.А. 2013. Морфологический анализ западного комплекса Северо-Восточного Приазовья в контексте проблемы его происхождения // Сборник статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону, Изд-во ЮНЦ РАН / Отв. ред. Г.Г. Матишов. С. 218-220.
- Канонников А.М. Природа Кубани и Причерноморья. Кн. Изд-во. Краснодар, 1977. 112 с.
- Левандовский П.А. Геоморфология и геоморфологическое районирование Приазовской низменности // Уч. зап. Краснодарского гос. пед. ин-та. Естеств.-геог. ф-т. Вып. 17. Изд-во Советская Кубань. Краснодар, 1956. С. 19-32.
- Молодых И.И. Инженерно-геологические основы изучения территорий регионального распространения западных форм рельефа Украинской части Русской платформы в связи с мелиоративным строительством // Киев -1982. С. 212-239
- Сафронов И.Н. Геоморфология Западного и центрального Предкавказья // Вопросы геогр. С-З Кавказа и Предкавказья. Изд-во Кубанского государственного ун-та. Краснодар, 1973. С. 4-39.
- Трофимов Д.И. Сопоставление результатов дешифрирования космических снимков с геолого-геофизическими данными (Причерноморье и Северо-Западное Предкавказье) // Советская геология., 1., 1979, 116 с.
- Kleschenkov A. The use of digital elevation model for study of the paleogeography of the Azov sea region // 2010 annual meeting INQUA-SEQS. Rostov-on-Don, 2010. P. 72-74.

**ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина

Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия,
zykin@igm.nsc.ru

**PRINCIPAL PROBLEMS OF QUATERNARY PALEO GEOGRAPHY OF WESTERN
SIBERIA**

V.S. Zykin, V.S. Zykina

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB of the RAS, Novosibirsk, Russia

Изучение четвертичных отложений Западной Сибири имеет длительную историю. По мере накопления фактического материала постепенно детализировалась стратиграфическая последовательность четвертичных отложений, разрабатывались критерии и методы диагностики генетических типов осадков, возрастала обеспеченность данными абсолютного датирования, появлялись новые данные о геологическом строении конкретных разрезов. В связи с появлением все более точных геологических данных трансформировались палеогеографические реконструкции и концепции развития этой огромной территории, уточнялось влияние различных природных процессов на формирование природной среды и климата в различные эпохи четвертичного периода. Появление новых геологических материалов приводит к значительным противоречиям в его палеогеографической интерпретации многочисленным дискуссиям. Часто существование различных палеогеографических реконструкций в одних и тех же районах зависит от детальности и комплексности исследований, сложности геологического строения территории, недостаточности разработки критериев диагностики генезиса отложений, от степени проработки фактического материала, а также профессионализма исследователей. Среди

многочисленных проблем палеогеографии четвертичного периода кратко рассмотрим только те проблемы, в решение которых авторам в последнее время в результате комплексных детальных исследований удалось получить новые материалы, позволившие уточнить прежние палеогеографические представления.

Проблема времени возникновения первого материкового оледенения в конкретных районах Северной Азии является определяющей для стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода. Обсуждаемые в геологической литературе возможные следы древнего оледенения относятся к отложениям, ныне выделяемым в башкаусскую свиту. Во время ранних исследований верхнего кайнозоя Горного Алтая (Е.Н. Щукина, Г.Ф. Лунгерсгаузен, О.А. Раковец) на основании наличия в башкаусской свите валунов, их выветрелости, слабой сортировке, присутствия в ней неокатанного материала она была отнесена к ледниковым образованиям. Позже на основании тех же признаков П.А. Окишев отнес к ледниковым образованиям только часть башкаусской свиты. Возраст свиты был определен ранним плейстоценом или поздним эоплейстоценом. Других исследователи (Е.В. Девяткин, Н.А. Ефимцев, И.Г. Лискун) на основании отсутствия в башкаусской свите надежных литологических признаков ледниковых отложений стали относить ее к пролювиальным и аллювиальным отложениям.

Детальные исследования разрезов башкаусской свиты в Чуйской впадине Горного Алтая позволили обнаружить в ее разрезах в долинах рек Туерык и Чаган ледогранники, являющимися следами наиболее древнего оледенения на этой территории. Ледогранники представляют собой обломки коренных пород в виде неправильных выпуклых многогранников с плоскими гранями, расположенными под разными, обычно тупыми углами. Плоские грани образуются за счет срезания породы движущимся льдом, в котором обломки пород испытывают вращение. Выявленная при палеомагнитных исследованиях обширная магнитозона обратной полярности, позволяет относить следы древнего оледенения к началу четвертичного периода к рубежу около 2,5 млн. лет.

До настоящего времени отсутствует единое мнение о масштабе и границах распространения последнего сартанского оледенения, как на севере Западной Сибири, так и в горных районах юга Сибири. По данным многих исследователей ледниковые образования последнего оледенения на севере Сибири были распространены на небольшой площади. На Полярном Урале развивались небольшие горно-долинные ледники, на Среднесибирском плоскогорье существовал относительно небольшой покров в северо-западной части плато Путорана, на Анабарском плоскогорье, на высотах 800-900 м и в горах Бырранга на Таймыре развивалось только горно-долинное оледенение. Тем не менее, среди специалистов существует мнение, что ледниковые образования последнего оледенения широко представлены в районе Сибирских Увалов и протягиваются до 61° с.ш.

В результате проведенных исследований верхнечетвертичных отложений в Надымском Приобье выявлено широкое распространение в верхней части второй надпойменной террасы эпигенетических полигонально-жильных структур, относящихся к первично-песчаным жилам, а также наличие эоловых отложений, переходящих на междуречья. Эта фаза криогенеза происходила в условиях сильного холода, во время которого среднегодовые температуры опускалась до -12 - -20° С, а среднегодовая сумма осадков была менее 100 мм. Отклонение среднегодовой температуры во время фазы криогенеза от современных значений составляло 13-21°С. Наличие полигонально-жильных структур свидетельствует об отсутствии на территории Надымского Приобья во время МИС-2 покровного оледенения.

Достаточно противоречивы взгляды различных исследователей на распространение последнего оледенения на Горном Алтае. Многие геологи и палеогеографы рассматривают наличие крупных валунов до 7 м в поперечнике в отложениях 2, 3, и 4 террас долины Катунь следами обширных оледенений, в том числе последнего, выходящих за пределы гор Алтая. Большинство исследователей наличие этих валунов связывают с гигантскими катастрофическими паводками, обусловленными внезапными прорывами ледниково-подпрудных озер.

Изучение строения и состава аллювия террас долины Катунь в районе г. Горно-Алтайск показало, что крупные глыбы неравномерно расположены в хорошо окатанных речных галечниках террас и на их поверхности в виде инородного материала. Они не окатаны, имеют острые ребра, выветрены, часто очень сильно (разрушаются при незначительном ударе) и представлены легко узнаваемыми гранодиоритами рыбалкинского массива, распространенного на правобережье Катунь в районе г. Горно-Алтайск. Эти гранодиориты обнажаются, в том числе в выветреном состоянии, в небольших речных долинах и логах, впадающих в Катунь справа. В аллювии 2 террасы обнаружены ледогранники с ледниковой штриховкой. Единственным способом транспортировки сильно выветрелых глыб с сохранением их цельности могли быть только небольшие ледники, являющиеся менее подвижной средой чем водный поток. Небольшие ледники выходили в долину Катунь из боковых притоков, не образуя крупных моренных комплексов и не перегораживая долины. Глыбы незначительно перераспределялись при формировании флювиогляциальных отложений, когда сток в долине Катунь увеличивался.

Более крупные скопления эрратических глыб, образующих морену, идентифицируются в среднем течении долины Катунь в Яломано-Катунской зоне и по долине Чуи. Одним из основных ключевых участков для определения условий осадконакопления во многих речных долинах Горного Алтая в четвертичном периоде является район в долине р. Катунь вблизи и напротив устья р. Иня (правый приток р. Катунь), в Яломано-Катунской зоне, в которой находятся наиболее полные разрезы четвертичных отложений. На этом участке на поверхности 65-метровой террасы в левом борту р. Катунь находится крупное скопление глыбового материала. Скопление глыб начинается непосредственно напротив устья р. Иня и прослеживается вниз по течению р. Катунь на расстоянии 1,7 км. Выше по течению от устья р. Иня глыбы на поверхности террасы не встречены. По мнению некоторых исследователей, это скопление глыб образовалось в результате их переноса и последующего отложения внезапным гигантским паводком.

Глыбы выступают над поверхностью террасы и образуют беспорядочное нагромождение, местами они составляют отчетливые валы шириной до 60 м и протяженностью до 800 м параллельные тыловому шву 65-метровой террасы. Иногда встречаются отдельно расположенные глыбы. Практически все глыбы состоят из коренных пород, слагающих борта долины р. Иня. Нижняя часть глыб на поверхности террасы закрыта речными отложениями. Их высота над поверхностью обычно достигает 3 м, редко встречаются глыбы высотой до 4,5 м. Ориентировка глыб отсутствует, их длина несколько превышает ширину, обычные размеры составляют 2-3 м ширины и 4-6 м длины, присутствуют также очень крупные глыбы имеющие ширину 9 м и длину 12 м. Некоторые из глыб имеют плоские ровные пришлифованные поверхности, которые могли быть образованы только в результате стесывания и шлифовки движущимся ледником. Глыбы ордовикско-силурийских сланцев раздроблены на мелкие призматические блоки открытыми трещинами кливажа, которые могли сформироваться только в коренном залегании этих пород. При попадании в довольно мощный поток глыбы с подобной системой трещин должны были распадаться на мелкие обломки. Единственным способом транспортировки глыб с призматической трещиноватостью с сохранением их цельности мог быть только ледник, являющийся менее подвижной средой чем водный поток.

Приведенные данные свидетельствуют, что глыбы, формирующие крупное скопление на поверхности 65-метровой террасы и образующие ее цоколь, а также отдельные глыбы на склонах уступа 180-метровой террасы у устья р. Иня, принесены ледником,двигающимся по долине р. Иня в долину р. Катунь и продвинувшимся по ней почти на 1,7 км. Во время существования ледника в долине р. Катунь сток в долине практически отсутствовал или был значительно слабее современного, так как эрозионная сила водного потока, близкая стоку современной р. Катунь должна была разрушить выходящий из долины р. Иня относительно небольшой ледник и не позволить ему достичь противоположного борта долины. Наличие отдельных глыб на левом склоне уступа высокой террасы и на ее поверхности

свидетельствует о полном заполнении долины р. Катунь ледником, доходившим до противоположного уступа высокой террасы.

Во время последнего оледенения множество относительно небольших ледников выходило в долины рек Катунь и Чуя из долин боковых притоков. Так, в долине р. Айгулак (правый приток р. Чуя) в ее приустьевой части лежит мощная моренная толща. Ее ледниковое происхождение отчетливо диагностируется по наличию в плохо сортированных алевритах, с большим содержанием щебня, более крупных обломков горных пород, валунов с ледниковой штриховкой, редких ледогранников и раздавленных глыб палеозойских сланцев с нахождением обломков на месте дробления. Краевая часть ледниковых отложений, выходящая в долину р. Чуя переработана флювиальными процессами. Между многочисленными ледниками в долинах рек Чуя и Катунь, а также в долине р. Иня формировались небольшие озера, отмеченные в разрезах маломощными неравномерно слоистыми алевритами.

Таким образом, в горных областях, прилегающих к Западно-Сибирской равнине, последнее оледенение было горно-долинным и занимало небольшую площадь. На обширных пространствах Западной Сибири в условиях глубокой аридизации и значительного похолодания климата происходило формирование аккумулятивных и дефляционных эоловых образований, была распространена многолетняя мерзлота, широко было развито морозобойное растрескивание грунтов. На огромной территории Западной Сибири в экстремально холодных условиях сформировалась единая пустынная перигляциальная зона с достаточно однообразным ландшафтом.

В последнее время многие исследователи (В.В. Бутвиловский, С.В. Парначев, А.Н. Рудой, И.Д. Зольников, Е.В. Деев, Г.Г. Русанов, Д.В. Назаров, Р.А. Carling, J. Herget, A.U. Reuther) большую геологическую роль в осадконакоплении и формировании рельефа в долинах рек Чуя и Катунь в четвертичное время отводят гигантским внезапным паводкам, обусловленным катастрофическими прорывами ледниково-подпрудных озер. Другие исследователи (Б.А. Борисов, П.А. Окишев, А.В. Поздняков, Д.А. Тимофеев, В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, А.А. Мистрюков и др.) считают, что долины рек Чуя и Катунь Горного Алтая выполнены склоновыми, ледниковыми, речными и флювиогляциальными образованиями. Рассмотрим основные диагностические признаки, приводимые сторонниками гигантских катастрофических паводков для доказательства своих взглядов. Анализ этих данных стал возможен на основании новых материалов, полученных в результате детальных комплексных исследований на основных опорных разрезах в Яломано-Катунской зоне в долинах Чуя и Катунь, а также в долине Чуи от пос. Кош-Агач до устья, проведенных в 1995-2016 гг.

К основным критериям отнесения четвертичных отложений, выполняющих долины Чуи и Катунь, к образованиям гигантских катастрофических паводков относится наличие в них элементов паводкового циклита, выделенного С.В. Парначевым в 1999 г. Наиболее характерными элементами этого циклита являются селевая и пойменная фации. За опорный разрез паводкового циклита принят разрез нижней пачки ининской толщи в 180-метровой террасе правого борта долины Катунь, в 500 м ниже устья р. Иня. В ее основании описан валунно-глыбовый горизонт мощностью до 8 м с наибольшим размером обломков до 4 м, отнесенный к селевой фации. При описании паводкового циклита С.В. Парначевым за его базальный валунно-глыбовый горизонт был ошибочно принят базальный горизонт 65-метровой террасы, причленяющийся в данном разрезе к уступу 180-метровой террасы.

Детальное изучение этого разреза показало, что в основании ининской толщи и опорного разреза «паводкового циклита» залегает плохо сортированный, хорошо окатанный галечник мощностью 2,8 м, с неотчетливой линзовидной слоистостью, с большим количеством плохо сортированного гравия, дресвы и разнозернистого песка. Встречается щебень и хорошо окатанные валуны до 30 см в поперечнике. Редко присутствуют обломки коренных пород до 50 см в поперечнике. Плоская галька очень слабо наклонена вдоль

современного течения реки. Строение и мощность слоя обычны для базального горизонта аллювия горной реки.

В разрезе в обрыве 220-м террасы Катунь ниже поселка Инигень ининская свита залегает на хорошо промытых речных отложениях без базального горизонта. Несколько выше по Катунь в разрезе высокой 150-м террасы у устья руч. Сок-Ярык ининская свита залегает на мощной, хорошо выраженной среднеплейстоценовой морене. Один из ключевых участков наиболее крупного скопления глыб в более молодых образованиях сальджарской толщи выходит на поверхность 65-м террасы на левобережье Катунь, несколько ниже устья р. Иня и как показано выше принадлежит морене последнего сартанского оледенения. Следовательно, во всех известных ныне разрезах, в отложениях, относимых к образованиям гигантских катастрофических паводков, отсутствует характерный базальный элемент паводкового циклита.

Следующим характерным элементом паводкового циклита является так называемая пойменная фация, сложенная параллельно-слоистыми «дресвяниками и щебнедресвяниками», переносимых во взвешенном состоянии и выпадающими из движущейся толщи воды при резком падении скорости и несущей способности потока в эрозионной тени. Наличие слоев мелких остроугольных обломков различных размеров («дресвяников и щебнедресвяников») в рыхлых толщах долин рек Чуя и Катунь, объявлено И.Д. Зольниковым «визитной карточкой суперпаводков». Следует отметить, что слои дресвяников, в которых преобладают неокатанные обломки палеозойских сланцев, довольно часто встречаются во всех четвертичных толщах различного возраста и генезиса, выполняющих долины Катунь и Чуя, так как борта и днища их долин часто сложены палеозойскими сланцами. Но мощные слои темно-серых параллельно-слоистых дресвяников мощностью больше 3 м присутствуют только ининской свите в долине Катунь в Яломано-Катунской зоне. Иногда они залегают в основании ининской свиты на более древних толщах без базального горизонта.

Эти дресвяники состоят из чередования субпараллельных протяженных плоских слойков, толщиной от 5 до 20 см, нижний из которых сложен более мелкозернистым материалом (с различным содержанием песка, гравия или дресвы), верхний более крупнозернистым материалом, также с разным сочетанием мелкого щебня и мелкой гальки. Часто они наклонены к осевой части долины под углом 20-30°. В каждой из нижних пачек ининской свиты происходит отчетливое увеличение размеров обломков снизу вверх по разрезу. В параллельно-слоистых дресвяниках снизу вверх по разрезу постепенно увеличивается толщина слойков и размер обломков в слойках. Подобная последовательность осадконакопления характерна для озерных осадков (Пикард, Хай мл., 1974).

Наиболее полную информацию о генезисе нижней части ининской свиты дает разрез 180 м террасы в правом борту долины р. Катунь, в обрыве левого склона долины р. Иня, расположенный в 500 м выше ее устья, непосредственно ниже автомобильного моста через реку. Здесь р. Иня поперек сечет высокую террасу р. Катунь, вскрывая нижнюю часть ининской свиты. Разрез сложен темно-серыми параллельно-слоистыми дресвяниками, в которых вверх по разрезу постепенно увеличивается мощность каждой пары слойков и размер обломков в них. В толще дресвяников разреза на 6 уровнях находятся линзы преимущественно хорошо и умеренно окатанных галечников с неравномерной линзовидной слойчатостью и слойчатостью выполнения, имеющих резкую нижнюю границу и выполняющих руслообразные врезы до 8 м шириной.

По текстурным особенностям и руслообразной форме линз галечника, их размерам они относятся к отложениям небольшой горной реки, которую наследует современная р. Иня. Соотношение с вмещающими линзы галечника породами свидетельствует, что реконструируемая речка впадала в бассейн в котором накапливались параллельно-слоистые дресвяники. Хорошая сохранность русловых отложений показывает, что это был достаточно крупный озерный бассейн. В случае впадения небольшой реки в быстро текущий поток гигантского паводка аллювий такой реки не имел бы возможности сохраняться.

Следовательно, нижняя часть ининской свиты, включающая параллельно-слоистые дресвяники, формировалась в озерном бассейне.

Проведенные исследования показали, что долины рек Чуя и Катунь Горного Алтая выполнены склоновыми, ледниковыми, речными и озерными образованиями, а также флювиогляциальными отложениями, во время которых сток в долинах существенно увеличивался.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00371)

Список литературы:

Пикард М., Хай Л., мл. Критерии распознавания пород озерного происхождения // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. – М., Мир, - 1974. – С. 141- 188.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Зыкина, В.С. Зыкин, А.О. Вольвах

Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия,
zykina@igm.nsc.ru

MAIN FEATURES OF THE QUATERNARY LOESS-SOIL SEQUENCE IN WESTERN SIBERIA

V.S. Zykin, V.S. Zykina, A.O. Volvakh

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB of the RAS, Novosibirsk, Russia

Средне и позднеплейстоценовая лессово-почвенная формация представляет собой один из наиболее значительных палеоклиматических архивов в Северной Азии. Наиболее полно она представлена на юге Западной Сибири, где ее мощность достигает 120 м. Характерные особенности лессо- и почвообразования на территории Западной Сибири позволяют выделять этот регион в самостоятельную провинцию формирования лессового покрова. Западносибирская лессовая провинция расположена в центральной части среднеширотного евразийского лессового пояса протянувшегося от Западной Европы до Китая. Детальная корреляция более одной сотни лессово-почвенных разрезов со сходными диагностическими особенностями почв и педокомплексов-реперов (искитимский - МИС 3, бердский - МИС 5е,с, шадрихинский - МИС 11, евсинский - МИС 19) на огромной территории привела к созданию полной лессово-почвенной последовательности Сибири.

Хроностратиграфия лессово-почвенной последовательности основана на корреляции разновозрастных ископаемых почв и включающих их педокомплексов, палеонтологии, методах радиоуглеродного и термолюминесцентного датирования. Для корреляции с глобальными записями климата использовалось сходство структуры ископаемых педокомплексов со строением теплых нечетных стадий океанической изотопно-кислородной шкалы. В лессово-почвенной последовательности юга Западной Сибири наиболее полно отражены периодические изменения климата и природной среды четвертичного периода, происходящие во внутриконтинентальных районах Северной Азии.

К основным особенностям строения лессовой толщи Западной Сибири относится чередование мощных лессовых горизонтов с педокомплексами, состоящими из почв, разделенных маломощными прослоями лессов. В полной лессово-почвенной последовательности Западной Сибири выделяется 10 педокомплексов, разделенных мощными слоями лессов. Граница палеомагнитной инверсии Матуяма – Брюнес проходит внутри десятого евсинского педокомплекса.

Анализ строения плейстоценовых педокомплексов и типологического состава составляющих их почв показал четкую направленность и периодичность в развитии процессов почвообразования под влиянием усиления аридизации и похолодания. В среднем плейстоцене формировались почвы в условиях умеренно теплого и влажного климата (серые и серовато-бурые лесные, черноземы). Почвы позднего плейстоцена отражают следы повышенной континентальности и аридизации в раннезырянский, каргинский и позднеледниковый интерстадиалы. Каждой теплой эпохе неоплейстоцена (межледниковье, интерстадиал) Западной Сибири соответствует характерный педокомплекс, представляющий собой динамичную природную систему, иллюстрирующую стадийность в своем развитии. Каждый теплый интервал отличается от предыдущего и последующего глубиной потепления и внутренней структурой.

Основными типами почв в различные этапы плейстоценового педогенеза Западной Сибири были луговые, лугово-черноземные, черноземы, серые и серовато-бурые лесные, слаборазвитые чернозёмы. Гидроморфные и полугидроморфные почвы получили широкое распространение почти до середины среднего плейстоцена. Этому способствовали слабая расчлененность территории, тяжелые по литологическому составу подстилающие материнские породы, избыточное грунтовое и климатическое увлажнение. Первые черноземы присутствуют в володарском педокомплексе (средний плейстоцен-МИС 15), что было связано с произошедшим расчленением рельефа и низким уровнем грунтовых вод. На всех последующих теплых этапах гидроморфные и полугидроморфные почвы встречаются в структуре почвенного покрова в качестве сопутствующих генетических типов. Позднее, вплоть до позднего плейстоцена формировались черноземы более мощные и оглиненные, типологически близкие современным европейским аналогам. Своеобразные слаборазвитые чернозёмы, отличающиеся от современных черноземов, развивались в позднем плейстоцене в силу повышенной аридизации и континентальности климата, а также кратковременности теплых интервалов. Лесные почвы с признаками подзолообразования и лессиважа формировались под широколиственными лесами лишь в ранний климатический оптимум шадрихинского времени (шадрихинский педокомплекс-МИС 11).

Климат межледниковых теплых эпох среднего плейстоцена лёссовой формации Западной Сибири реконструируется по сравнению с современным как умеренно теплый и влажный со среднегодовой температурой 5°-4°C, годовой суммой осадков в ранний оптимум почвообразования от 700 мм до 550 мм со снижением количества осадков в поздний оптимум почвообразования до 500 мм – 450 мм. Климатические условия интерстадиальных теплых эпох почвообразования позднего плейстоцена становятся более прохладными, чем в межледниковья. Среднегодовая температура в раннезырянские интерстадиальные эпохи почвообразования (МИС 5с, а) становится существенно ниже, а годовая сумма осадков опускается до 350 мм. Температура июля каргинского интерстадиала (МИС 3) достигала +15°C и была на 3°C ниже современной. Зимние температуры также были ниже современных на 3-4°C и опускались до -25°C.

Сопоставление лёссовой записи Западной Сибири с непрерывными глобальными записями изменений климата и природной среды показало их хорошее соответствие. Структура и состав лёссовой толщи отражают различную интенсивность атмосферной циркуляции в холодные и теплые эпохи плейстоцена. Во время оледенений усиливалась аридизация климата, происходила активизация атмосферной циркуляции, атмосфера насыщалась пылью, которая, осаждаясь, образовывала лёссовые покровы. В это время существовали холодные пустыни, формировались обширные дефляционные поверхности и замкнутые дефляционные котловины.

Детальное исследование двух верхнеплейстоценовых лёссов (баганского и ельцовского), выделенных в составе сартанского горизонта (МИС-2) и лёсса (тулинского), соответствующего стадии МИС 4, показало увеличение глубины залегания горизонтов лёссов, их мощности, фракции крупной пыли в гранулометрическом составе по трансекту от Новосибирского Приобья к Барнаульскому Приобью и Предалтайской равнине. Это

обусловлено удаленностью разрезов от предполагаемой области выноса материала. По морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зёрен подтверждён эоловый генезис лессовых отложений. Подтверждением накопления лессовых горизонтов в холодные эпохи является наличие в микростроении лёссов практически по всей их мощности признаков криогенных процессов. Во всех горизонтах отмечается кольцевая ориентировка минерального скелета по краям микроструктурных отдельностей и в межагрегатных пустотах, обусловленная процессами вымораживания.

Данные морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен также свидетельствуют о проявлении криогенных процессов при формировании лёссов. На поверхности зерен отмечаются раковистые сколы, образование которых связано с процессами морозного выветривания: водные растворы, проникавшие по трещинам внутрь зерна, замерзали, и происходило откалывание частичек от зерен. За последние 130 тыс. лет средние скорости лёссонакопления увеличивались от тулинского горизонта лёсса к баганскому, что подтверждается и распределением по разрезу фракций мелкого песка, крупной пыли, глины, данными по морфоскопическим характеристикам (заматованность зерен, количество матовых окатанных зёрен). Увеличение количества фракций мелкого песка, крупной пыли и среднего размера зерна с момента начала формирования каждого горизонта лёсса до его финальной стадии показывает усиление динамики среды во время осадконакопления. Сила ветрового потока постепенно достигала 10 м/с. Разброс же минимальных и максимальных значений медианы зерна свидетельствует о колебательном характере скорости ветра в течение каждого этапа лёссонакопления.

Эпохи почвообразования характеризовались более теплым и влажным климатом, слабой активностью атмосферной циркуляции. Спектральный анализ временных серий параметра FD магнитной восприимчивости лессово-почвенной последовательности показывает присутствие периодичности, обусловленной изменениями орбитальных параметров планеты в 100 тысяч лет (эксцентриситет), 40 тысяч лет (наклонение орбиты), и 23 тысячи лет (прецессия) (Kravchinsky et al., 2008). На основании межрегиональной корреляции климатостратиграфических горизонтов полной плейстоценовой лёссово-почвенной последовательности Сибири с одновозрастными горизонтами лёссовых провинций Средней Азии, Северного Китая и Восточной Европы (Украина, Русская равнина), обладающими наибольшей полнотой стратиграфической и палеогеографической информации установлена отчетливая синхронность эпох аридизации и увлажнения климата, как в зоне западного переноса воздушных масс, так и в зоне муссонного климата, что подтверждает глобальность, общность хода и единый механизм эволюции климата.

Прослеживание и сравнительный последовательный анализ распространения лессовых и почвенных горизонтов Западной Сибири позволил установить резко различное распространение лессовых горизонтов среднего плейстоцена с распространением лессовых горизонтов верхнего плейстоцена, свидетельствующее о резком увеличении аридизации климата в холодные эпохи позднего плейстоцена. Лессовые отложения Западной Сибири, формировавшиеся в среднем плейстоцене, приурочены к предгорной Предалтайской равнине, речным долинам низкогорий Алтая, западным склонам Салаира и Кузнецкой котловине. Их мощность достигает 120 м. В позднем плейстоцене распространение лессовой толщи резко расширилось, она получила широкое развитие на междуречных пространствах Западно-Сибирской равнины и Казахстана вплоть до широтного отрезка Оби. Севернее широтного отрезка Оби лессы переходят в эоловые пески.

В южной части Западно-Сибирской равнины во время аккумуляции позднеплейстоценового сартанского лессового покрова (МИС 2) сформировались дефляционные котловины и две разновозрастные генерации гривного рельефа, между которыми во время увлажнения климата образовывались или озерные осадки с возрастом около 14 тыс. лет (котловина оз. Чаны) или суминская почва. Распространение субэкральных эоловых отложений и форм рельефа Западно-Сибирской равнины во время последнего оледенения показывает, что в это время она представляла огромную холодную пустыню с

характерными для нее эоловыми обстановками осадконакопления, обширными дефляционными поверхностями и замкнутыми дефляционными котловинами (Величко, Тимирева, 2005; Зыкин и др., 2003).

Одним из дискуссионных вопросов является вопрос об атмосферной циркуляции во время ледниковых эпох. Некоторые исследователи полагают, что в это время происходило существенное ослабление воздействия воздушных масс западного переноса в умеренных широтах вследствие общей перестройки атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой. Определение направления господствующих ветров возможно по соотношению дефляционных и аккумулятивных форм, формировавшихся в эпохи оледенений на территориях развития эолового рельефа. Выявление пространственного соотношения в расположении дефляционных котловин и образующих на их подветренных краях поперечных дюн (лунет) позволяет определять направление господствующих ветров (Bouler, 1976). Продольные дюны располагаются вдоль господствующего направления ветров. Эоловый рельеф, наиболее полно сохранившийся на юге Западно-Сибирской равнины со времени последнего оледенения, представлен сочетанием аккумулятивных форм – грив (крупных дюн) и дефляционных котловин.

Субаэральный генезис грив подтверждается характером границ между отдельными слоями, входящими в гривную толщу. Они не имеют следов эрозионного воздействия водной среды. В гривной толще отсутствует материал водной сортировки и следы оглеения, но присутствуют горизонты выветривания, а также слабо развитые почвенные горизонты и мелкие трещины усыхания. При формировании грив чередовались процессы аккумуляции эолового материала, дефляции, кратковременного развития почв, их растрескивания и формирования слабо развитых карбонатных уровней и гипса.

Расположение отрицательных дефляционных форм рельефа (озерных котловин) западнее относительно поперечных аккумулятивных форм (лунет), образующихся на подветренных сторонах котловин, а также положение продольных грив вдоль господствующих ветров, показывает, что во время формирования эолового рельефа преобладал западный перенос воздушных масс. Западные ветры в умеренных широтах во время ледниковых эпох оказывали на земную поверхность мощное эрозионное воздействие, сопряженное с образованием крупных эоловых аккумулятивных форм. В восточных районах Азии усилившийся во время оледенений западный перенос совпадал с интенсификацией зимних муссонов, также имевших западное направление ветров.

Большое значение для прогноза изменений климата и природной среды ближайшего будущего и определения продолжительности современной теплой эпохи имеет проблема установления продолжительности и периодичности теплых влажных эпох, как всего позднего кайнозоя, так и более коротких теплых интервалов четвертичного периода. Сравнение межледниковых ископаемых почв лессовой толщи, образовавшихся в автоморфных условиях, с современной (голоценовой) почвой, сформировавшихся в сходных геоморфологических условиях, показало бóльшую мощность ископаемых почв среднего плейстоцена и меньшую мощность интерстадиальных почв позднего плейстоцена. Полученные данные свидетельствуют о том, что крупные межледниковья, в том числе и последнее, были значительно продолжительнее голоцена. По-видимому, голоцен представляет собой начальную фазу длительного потепления.

Во время эпох эолового осадконакопления, соответствующих в среднем-позднем плейстоцене Северной Азии оледенениям, происходили короткие фазы изменения увлажнения и термического режима. Они выявлены в верхней толще озерных отложений замкнутой бессточной котловины оз. Аксор в Павлодарском Прииртышье, образовавшейся во время последнего сартанского оледенения. В ее разрезе, установлено отчетливое циклическое чередование озерных песков, полигональных первично-песчаных жил и горизонтов пустынного выветривания и селективного выдувания, которое отражает резкие изменения температуры и увлажнения климата. Реконструкции изменений природной среды и климата показали, что периодические, резкие изменения температуры и условий

увлажненности происходили не менее 8 раз в интервале от 24 до 16 тыс. лет т.н. В это время имело место чередование фаз сильно холодного, экстрааридного климата, в течение которых озерный водоем осушался, его дно промерзало, образовывались первично-песчаные жилы и господствовали процессы дефляция, и фаз умеренно холодного, более влажного климата, в течение которых мерзлота деградировала и озерная котловина заполнялась водой. Продолжительность этих циклов составляла 1100 – 1300 лет.

В условиях сильно холодного и экстрааридного климата происходило формирование первично-песчаных жил, для образования которых необходима температура -12 - -20°C , а среднегодовая сумма осадков менее 100 мм (Karte, 1983). Накопление озерных песков без полигонально-жилых структур могло происходить при среднегодовых температурах воздуха не ниже -3°C . Хорошая сохранность мерзлотных структур, когда сохранялись выпуклые части первично-песчаных жил, свидетельствует о достаточно быстрых сменах условий осадконакопления в замкнутой котловине. Отклонение среднегодовой температуры от современных значений во время образования криогенных структур составляло 13 - 21°C , что хорошо согласуется с результатами палеоклиматического моделирования (Kutzbach, 1998), дающего для этих широт на уровне 21 тыс. лет среднегодовые температуры на 10 - 15°C ниже современных. Различия в температуре интервалов сильного и умеренного холода в Павлодарском Прииртышье составляли от 9 до 17°C .

Таким образом, в четвертичное время среди эоловых отложений Северной Азии широкое распространение получили лессы. Лессовая толща Северной Азии имеет отчетливое циклическое строение. Периодические изменения климата, выявленные в лессовой толще Западной Сибири, отражают изменения орбитальных параметров планеты. При глобальных изменениях термического режима, обусловленных орбитальными параметрами планеты, в Северной Азии обнаруживается определенная связь температуры и увлажнения - во время глобальных потеплений климата происходило значительное улучшение условий увлажнения, глобальные похолодания климата сопровождались активизацией атмосферной циркуляции, которым соответствовали аридизация климата, усиление дефляционных процессов, насыщение атмосферы пылью и образование лессовых покровов.

Во время холодных эпох в Северной Азии установлены периодические, резкие изменения температуры и условий увлажнения тысячелетней периодичности. В фазы сильно холодного климата усиливалась аридизация климата, фазы умеренно холодного климата сопровождались относительным увлажнением климата. Во время оледенений на юге Западной Сибири система западного переноса воздушных масс была господствующей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00371).

Список литературы:

- Величко А.А., Тимирева С.Н. Западная Сибирь – великая позднеледниковая пустыня // Природа, – 2005. - № 5. – С. 54-62.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии, - 2003. - № 4. - С. 2-16.
- Bouler J.M. Aridity in Australia: Age, Origins and Expression in Aeolian Landforms and Sediments// Earth-Science Reviews, - 1976. – Vol.12. – P. 279-310.
- Karte J. Periglacial Phenomena and their Significance as Climatic and Edaphic Indicators // GeoJournal, - 1983. – Vol. 7.4. – P. 329-340.
- Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zysin V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequence // Earth Planet. Sci. Lett., - 2008. – Vol. 265. – P. 498-514.
- Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S., Behling P., Selin R., Laarif T. Climate and biome simulations for the past 21,000 years // Quaternary Science Reviews, - 1998. – Vol. 17. - P 473-506.

ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

И.С. Зюганова

Институт географии РАН, Москва, Россия, inna0110@gmail.com

PALAEOCARPOLOGICAL INVESTIGATIONS OF THE MIDDLE AND LATE NEOPLEISTOCENE OF THE EAST-EUROPEAN PLAIN

I.S. Zyuganova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Палеокарпологический анализ заключается в определении ископаемых семян, плодов и мегаспор (карпоидов) растений, извлеченных из погребенных органогенных отложений. История изучения средне- и поздненеоплейстоценовой флоры и растительности Восточно-Европейской равнины палеокарпологическим методом насчитывает около 100 лет. В разные годы палеокарпологические исследования проводились такими известными палеоботаниками, как В.С. Доктуровский, В.Н. Сукачев, П.А. Никитин, П.И. Дорофеев, Т.Д. Колесникова, Р.Н. Горлова, Ф.Ю. Величкевич, Т.В. Якубовская, Э.А. Крутоус, Г.И. Литвинюк.

На сегодняшний день карпологическим методом изучено более 100 разрезов неоплейстоцена на территории Восточно-Европейской равнины. Выявлены характерные карпологические комплексы (семенные флоры) и ископаемые виды, являющиеся руководящими для флор нижнего, среднего и верхнего неоплейстоцена соответственно. Кроме того, выявлены особенности экологического состава семенных флор, характерных для межледниковых, ледниковых и интерстадиальных эпох неоплейстоцена (Velichkevich & Zastavniak, 2006; 2008). Семенные флоры межледниковых эпох содержат остатки т.н. «бразениевого комплекса» водных термофильных и умеренно-термофильных растений. Согласно концепции «микроэволюционных трендов», разработанной Ф.Ю. Величкевичем (Velichkevich, 1999), разновозрастные межледниковые эпохи отличаются видовым составом «бразениевого комплекса». Так, для флоры лихвинского межледниковья показательным является присутствие вымерших видов: *Brasenia borysthena* Wielicz., *Aracites interglacialis* Wielicz., *Caulinia bogolubovii* Sukacz., *C. goretskyi* (Dorof.) Dorof., *Potamogeton goretskyi* Dorof. и др. Хотя перечисленные виды являются искусственными таксонами, морфологические и анатомические особенности их семян и плодов позволяют уверенно отличать их от схожих форм, встречающихся в отложениях верхнего неоплейстоцена.

Для микулинской флоры по сравнению с флорой лихвинского межледниковья характерно меньшее содержание вымерших таксонов. Микулинский «бразениевый комплекс» содержит иной набор вымерших видов: *Brasenia holsatica* Wielicz., *Myriophyllum microcarpum* Dorof., *Potamogeton marginatus* Dorof. и др. (Velichkevich & Zastavniak, 2006; 2008). Применение карпологического метода позволяет уверенно относить изученные отложения к климатостратиграфическим подразделениям неоплейстоцена на основе систематического и палеоэкологического анализа ископаемой флоры.

Наиболее актуальными целями и задачами современных палеокарпологических исследований являются:

1. Получение новых палеокарпологических материалов для реконструкции изменений растительности переходных периодов от оледенений к межледниковьям и от межледниковий к оледенениям.
2. Выделение карпологических комплексов, соответствующих межледниковьям второй половины среднего неоплейстоцена.
3. Детальное палеокарпологическое изучение опорных разрезов органогенных отложений среднего неоплейстоцена в связи с применением геохронометрических методов датирования среднеплейстоценовых отложений.

(1) Хотя на сегодняшний день флора и растительность оптимальных фаз лихвинского и микулинского межледниковий охарактеризована достаточно полно, ощущается недостаток палеокарпологических данных по переходным периодам от оледенений к межледниковьям и от межледниковий к оледенениям. Анализ комплекса палеогеографических данных показывает, что в эти периоды на фоне основных климатических ритмов развивались относительно кратковременные колебания климата, которым были свойственны наибольшие естественные скорости изменения температур (Величко и др., 1997). Реконструкции перестроек экосистем, в том числе - локальной растительности, происходивших в ответ на подобные короткопериодные и резкие климатические изменения, имеют большое значение для оценки возможных последствий антропогенно обусловленного потепления текущего столетия.

Автором проведен анализ большого массива литературных и оригинальных палеокарпологических данных по переходным этапам от днепровского оледенения к микулинскому межледниковью и от микулинского межледниковья к ранневалдайскому оледенению; изучен ряд опорных разрезов верхнего неоплейстоцена центральных районов ВЕР. Это позволило выявить особенности палеокарпологических комплексов и некоторые закономерности в изменениях локальной водно-болотной растительности на этих этапах.

Установлено, что умеренно-термофильные виды водных и прибрежных растений появляются в начальной фазе микулинского межледниковья (пыльцевая зона М2, фаза монодоминантных сосновых и березовых лесов по В. П. Гричуку (2002)); термофильные виды «бразениевого комплекса» - в зоне М3, которая соответствует началу распространения широколиственных пород (Novenko et al., 2005; Zyuganova, 2009; 2010). При похолодании в постоптимальную фазу межледниковья наиболее термофильные виды исчезли из состава флоры. Умеренно-термофильные виды сохранялись и в завершающую фазу. В карпологических комплексах послемиккулинского похолодания они практически не встречаются и вновь появляются во флорах интерстадиальных потеплений. Это хорошо согласуется с представлением о более быстрой, по сравнению с древесными породами, реакции водных прибрежных растений на потепления климата (Iversen, 1954). Таким образом, состав этой экологической группы может служить индикатором потеплений климата.

Выделенные карпологические комплексы отражают этапы развития локальной растительности и изменения условий в палеоводоемах, во многом обусловленные климатическими изменениями. Например, карпологические комплексы конца межледниковья и начала последующего похолодания указывают на обеднение водных и прибрежных сообществ, подъем уровня воды и уменьшение трофности палеоводоемов. Карпологические комплексы интерстадиального типа свидетельствуют об увеличении разнообразия водной и прибрежной растительности в сравнительно мелководных водоемах, заболоченных в краевой части, при некотором потеплении климата (Zyuganova, 2009; 2010).

Переходные этапы от окского оледенения к лихвинскому межледниковью и от лихвинского межледниковья к печорскому оледенению в меньшей степени охарактеризованы палеоботаническими, а в особенности палеокарпологическими материалами. По палинологическим данным установлено, что похолодание, наступившее после лихвинского межледниковья, прерывалось интерстадиальными потеплениями – кошинским, булатовским и марьинским. Из них кошинское потепление было наиболее существенным, о чем свидетельствует присутствие в составе лесной растительности центральных районов Восточно-Европейской равнины широколиственных пород. Климат булатовского интерстадиала был более континентальным и холодным по сравнению с предыдущим кошинским потеплением (Писарева, 2012).

На сегодняшний день на территории России достаточно представительный среднеооплейстоценовый карпологический комплекс интерстадиального типа, известен только из разреза Булатово в Тверской области (бассейн Верхней Волги). Согласно опубликованным палеоботаническим данным (Колесникова, Хомутова, 1967), в этом разрезе

представлены отложения второй половины лихвинского межледниковья, а также отложения интерстадиального потепления, который В. В. Писарева (2012) относит ко второму послелихвинскому (булатовскому) интерстадиалу. По-видимому, отложениям кошинского интерстадила в этом разрезе отвечает перерыв в осадконакоплении.

В 2009 г. автором данной статьи были изучены коллекционные материалы Т.Д. Колесниковой, хранящиеся в Лаборатории палеоботаники Ботанического института РАН им. В.Л. Комарова для уточнения систематического состава карпологических комплексов. Установлено наличие в составе ископаемой флоры ряда вымерших видов, в том числе *Potamogeton sarjanensis* Wielicz. и *Caulinia goretskyi* (Dorof.) Dorof., характерных для флоры среднего неоплейстоцена (Зюганова, 2011). Остатки этих водных растений, установленные как в лихвинских, так и в интерстадиальных отложениях, ранее относились Т. Д. Колесниковой к современным видам *Potamogeton oxyphyllus* Miq. и *Caulinia flexilis* Willd. соответственно.

Полученные автором данные ревизии коллекционных материалов существенно уточнили имеющиеся представления о систематическом и экологическом составе среднелеплейстоценовых интерстадиальных флор. Проведенные исследования показали, что вымершие виды водных растений, отмечавшиеся ранее только в лихвинских флорах, могли сохраняться в составе водных растительных сообществ интерстадиалов. Присутствие *Potamogeton sarjanensis* и *Caulinia goretskyi* в интерстадиальной флоре разреза Булатово наряду с другими умеренно-термофильными видами не противоречит выводам о сравнительно суровых климатических условиях, полученным по палинологическим данным. Сходные особенности были установлены ранее для флоры позднего неоплейстоцена (Величкевич 1982, Zyuganova 2009; 2010). Так, вымерший вид *Potamogeton sukazcevi* Wielicz. и обладающий ныне точечным ареалом вид *Caulinia flexilis* Willd., характерные для межледниковой микулинской флоры, встречались также во флоре первого интерстадиала раннего валдая. Это позволяет сделать предположение о сходных тенденциях в изменениях сообществ водных растений при переходе от межледниковья к оледенению в среднем и позднем неоплейстоцене соответственно.

(2) Во второй половине среднего неоплейстоцена выделяются одно или два потепления межледникового ранга. Так, в климатостратиграфической схеме, разработанной коллективом ученых Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством А. А. Величко, после печорского оледенения выделяется каменское (чекалинское) межледниковье, за которым последовало днепровское оледенение (Величко и др., 2013). Согласно представлениям других исследователей, кроме каменского межледниковья во второй половине среднего неоплейстоцена выделяется также более молодое горкинское межледниковье (Шик и др., 2009; Шик, 2014).

На сегодняшний момент карпологические данные получены только для отложений, отнесенных С. М. Шиком к горкинскому межледниковью, вскрытых в серии скважин у д. Пальниково в Тверской области. Карпологические комплексы, выделенные палеокарпологом Е.А. Пономаревой и автором данной работы, включают остатки почти 90 таксонов растений. Преобладают растения переувлажненных мест обитания; водных форм немного. Экзотический элемент представлен 4 вымершими видами: *Sparganium* cf. *crassum* Nikit., *Carex* cf. *paucifloroides* Wielicz., *Dulichium arundinaceum* (L.) Britt. и *Myriophyllum* cf. *spinulosum* Dorof. Макроостатки видов, характерных для плиоценовой флоры (*Ranunculus sceleratoides* Nikit., *Decodon gibbosus* (E.M. Reid) Nikit., *Scirpus* cf. *liratus* Dorof.) отличаются по степени фоссилизации и, вероятно, являются переотложенными. Из теплолюбивых видов, характерных для межледниковых флор, Е.А. Пономаревой был определен только *Schoenoplectus mucronatus* (L.) Palla, произрастающий ныне в Средиземноморье, Центральной Азии и на Дальнем Востоке. В то же время присутствие мегаспор плаунов *Selaginella helvetica* (L.) Spring. и *S. selaginoides* (L.) P. Beauv. ex Shrank et Mart. может указывать на прохладные и влажные климатические условия.

По мнению как палинологов И.М. Осиповой и В.В. Писаревой, так и палеокарпологов Е.А. Понамаревой и И.С. Зюгановой, сапропелиты разреза Пальниково не могут относиться ни к лихвинскому, ни к микулинскому межледниковью. Состав группы экзотов свидетельствуют о том, что изученные отложения не могут относиться к верхнему неоплейстоцену. В то же время их малое количество (менее 5%) позволяет считать, что они моложе лихвинского межледниковья, в котором суммарное содержание таких форм достигает 17%. Основываясь на данных палинологического анализа, С. М. Шик (Шик и др., 2009) отнёс эти отложения к самостоятельному горкинскому межледниковью, которое он сопоставляет с ИКС 7. По мнению автора данной работы, несмотря на высокое систематическое разнообразие, карпологические комплексы разреза Пальниково недостаточно выразительны. Вероятно, из-за того, что изученные отложения характеризуют заключительную часть потепления межледникового типа, в них не представлен в полной мере «бразениевый комплекс», наличие которого позволяет уверенно выделять флоры межледникового ранга. Кроме того, наличие более древних переотложенных растительных макроостатков затрудняет интерпретацию полученных данных. Палеонтологическое обоснование выделения горкинского межледниковья нуждается в проведении дополнительных палеоботанических, в особенности - палеокарпологических исследований.

(3) Рассмотренные проблемы климатостратиграфического расчленения отложений второй половины среднего неоплейстоцена во многом обусловлены тем, что хронологическая позиция лихвинского межледниковья и его сопоставление со стадиями глобальной изотопно-кислородной шкалы (ИКС) до сих пор является предметом дискуссии. Многие исследователи относят это межледниковье к ИКС-11 (Cohen et al., 2013; Шик, 2014). А. А. Величко и ряд других исследователей отстаивали точку зрения, что лихвинское межледниковье следует сопоставлять с ИКС-9 (Velichko et al., 2011). Это делает особенно актуальной разработку методов датирования возраста отложений лихвинского межледниковья и его аналогов. На сегодняшний день опубликованы всего две $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировки органогенных отложений в разрезах Западной Европы (Англия и Германия), отражающие количественный возраст стратиграфических аналогов лихвинского межледниковья (Roe et al., 2009; Geyh, Muller, 2005). Эти $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возрастные данные для гольштейна Германии и хокснийского межледниковья в Англии коррелируют с МИС-9.

Однако применение различных методов датирования органогенных отложений среднего неоплейстоцена требует палеоботанического обоснования возраста датируемых отложений на современном уровне (Turner, 2012). Всё это делает особенно актуальным детальные палеокарпологические исследования опорных разрезов среднего неоплейстоцена.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 14-05-00620.

Список литературы:

Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. и др. Влияние долго- и короткопериодных климатических колебаний на динамику экосистем (на основе палеоданных за последние 140000 лет) // Четвертичная геология и палеогеография России. - М.: ГЕОС, 1997. – С. 47–53.

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. РАН Сер. геогр., 2004. – № 1. – С. 7-25.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Писарева В.В., Фаустова М.А. Хроностратиграфические подразделения четвертичной системы по материалам исследований перигляциальных и ледниковых областей Восточно-Европейской равнины // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийское совещание. 23-25 мая 2013 г., Геологический институт РАН, г. Москва. Сборник статей / М.А. Федонкин (отв. ред.). Москва: ГИН РАН, 2013. С. 379 - 381.

Гричук В.П. Растительность позднего плейстоцена // Величко А.А. (ред.) Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. С. 64–88.

Зюганова И.С. Новые данные о среднеплейстоценовой флоре разреза Булатово (бассейн Верхней Волги) // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской

палинологической конференции с международным участием. Том II. Сыктывкар, ИГ Коми НЦ Уро РАН. 2011. 108-111

Колесникова Т. Д., Хомутова В. И. Ископаемая среднеплейстоценовая флора у деревни Булатово Калининской области // Ботан. журн. Т. 57. № 11. Л. : Наука, 1972. С. 1422 – 1428.

Писарева В.В. Реконструкция палеоландшафтов лихвинского межледникового и последующего похолодания на территории Восточной Европы // Известия РАН, сер. геогр. № 3. 2012. С. 54 – 70.

Шик С.М., Неоплейстоцен центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии. Стратиграфия и геол. корреляция. 2014. том 22, № 2, с. 108–120.

Шик С.М., Осипова И.М., Пономарева Е.А., Зюганова И.С. Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д. Пальниково (Тверская область) // Бюллетень РМСК по центру и югу Русской платформы. Выпуск 4., М.: 2009, С. 111 - 121

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. - Episodes 36: 199-204.

Geyh Mebus A., Muller Helmut. Numerical $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. Quaternary Science Reviews 24 (2005) 1861–1872

Iversen J. The Late Glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil // Danmarks Geologiske Undersøgelse. II. Raekke. №80. København, 1954. P. 88-119

Roe, H.M., Coope, G.R., Devoy, R.J.N., Harrison, C.J.O., Penkman, K.E.H., Preece, R.C. & Schreve, D.C. (2009). Differentiation of MIS 9 and MIS 11 in the continental record: vegetational, faunal, aminostratigraphic and sea-level evidence from coastal sites in Essex, UK. Quaternary Science Reviews 28, 2342-2373.

Novenko E. Yu., Velichko, A.A, Zuganova I.S., Boettger, T., Junge, F.W. Dynamics of vegetation at the Late Pleistocene Glacial/Interglacial transition (new data from the center of the East European Plain) // Polish Geological Institute Special Papers, 2005. - V. 16. – P. 77-82.

Turner Ch. The age and variability of vegetational development of the Hoxnian/Holsteinian Interglacial in northern Europe. Quaternary International. 2012. 279-280: 505

Velichkevich F. Yu. (1999) The Microevolutionary Trends in the Quaternary Floras of the East-European Plain // Acta Palaeobot., Suppl. 2, 529–535.

Velichkevich, F. Yu. & Zastawniak, E. (2006): Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 1. Pteridophytes and monocotyledons – pp. 1–224 (W. Szafer Inst. of Bot.) Kraków.

Velichkevich, F. Yu. & Zastawniak, E. (2008): Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 2. Herbaceous dicotyledons – pp. 1–380 (W. Szafer Inst. of Bot.) Kraków.

Velichko, A. A., Faustova, M. A., Pisareva, V. V., Gribchenko, Yu. N., Sudakova, N. G. & Lavrentiev, N. V. (2011): Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. – In Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Hughes, P.D. (Eds.): Developments in Quaternary Science, 15. – pp. 337-359 (Elsevier) Amsterdam.

Zyuganova I. S. Upper Pleistocene Carpological Assemblages from the South of the Valdai Upland // Paleontological Journal, 2009. - Vol. 43. - No. 10. -P. 1351–1362.

Zyuganova I.S. Early Valdai Carpological Assemblages from the Upper Volga Region // Paleontological Journal, 2010, Vol. 44, No. 10, pp. 1368–1378

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКЕ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ (ЧЕРНОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ)

Я.А. Измайлов¹, В.В. Крыленко²

¹ ГУП «Кубаньгеология», Краснодар, Россия

² Южное отделение Института океанологии РАН, Геленджик, Россия

THE ANAPA SAND-SPIT (BLACK SEA COAST): GEOLOGICAL COMPOSITION, PALEO GEOGRAPHY AND NEW DATA ON THE MODERN DYNAMICS

J.A. Izmaylov¹, V.V. Krylenko²

¹ SUE "Kubangeologiya" Krasnodar, Russia

² Southern Branch of the Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik, Russia

Анапская пересыпь – голоценовое прибрежно-морское образование, сложенное песчано-ракушечным материалом и протягивающееся 47-километровой полосой от Таманского полуострова на северо-западе до мыса Анапского на юго-востоке (рис. 1). Она отделяет от Черного моря систему лиманов и озер (оз. Соленое, лим. Горький, лим. Бугазско-Кизилташский, лим. Витязевский, оз. Чембурское, Анапские плавни). На отдельных крупных отрезках пересыпь причленяется к древнеабразионному уступу и приобретает характер низкой морской террасы. Ширина ее максимальна в юго-восточной части, где достигает почти 1.5км, а с продвижением на северо-запад постепенно уменьшается до значений 150-200м. Высотные отметки по кровле морских отложений не превышают обычно 1.5-2.0м, из-за сплошного распространения форм эоловой аккумуляции они могут достигать 5.0-6.0м.

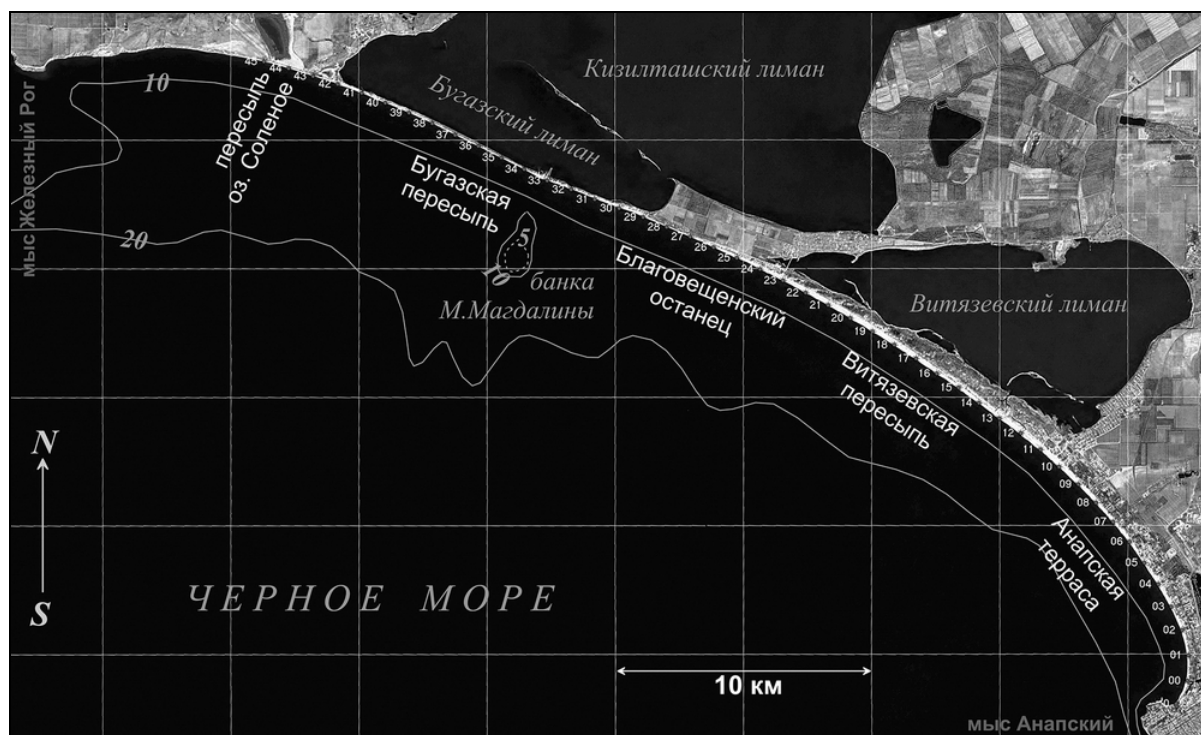


Рис. 1. Схема Анапской пересыпи и местоположение опорных профилей

В крупных, целенаправленных исследованиях геолого-геоморфологических, палеогеографических и геодинамических особенностей Анапской пересыпи конца прошлого и начала этого столетия можно выделить два основных этапа. Первый из них связан с геолого-съёмочными и тематическими работами, проводившимися в системе ГУП «Кубаньгеология» (Измайлов, 2005, 2010; Izmailov, Arslanov, 2006; Измайлов, Арсланов, Максимов, 2015; и др.), второй – с исследованиями Южного отделения Института океанологии РАН и Географического факультета МГУ (Krylenko, Kosyan, Kochergin, 2011;

Лаврентьев, Куклев, 2012; Крыленко, 2015; Kravtsova et al., 2015 и др.). Касаясь исследований первого этапа, отметим, что в его ходе был выполнен основной объем геологических работ. В семидесятые годы XX-го века впервые был пробурен продольный буровой профиль из двух десятков скважин глубиной до 200м. В начале двухтысячных годов территория пересыпи была покрыта сетью картировочных скважин глубиной до 10м (44 скважины, расположенные по 10 профилям). По керну последних был выполнен значительный объем аналитических исследований (фауна моллюсков, радиоуглеродное датирование, минералогия, грансостав). В тот же период были построены крупномасштабные геологическая и геоморфологическая карты, выполнен существенный объем геодинамических исследований, кратко описанных ниже. На втором этапе изучения Анапской пересыпи, начиная с 2010 года, работы посвящены исследованиям современного надводного и подводного рельефа, ландшафтно-морфологической структуры, пространственных особенностей распределения наносов, гидрологического режима. Одним из направлений исследований второго этапа стало выявление короткопериодной и многолетней динамики морской береговой линии пересыпи.

Задачей настоящей работы является попытка краткого объединенного изложения наиболее существенных результатов отмеченных двух этапов, в какой-то степени дополняющих и продолжающих друг друга.

Геологические условия формирования пересыпи определяются приуроченностью к двум структурным зонам: зоне периклинального погружения Кавказского антиклинория с северо-западной ориентацией структур и Керченско-Таманской зоне со структурами субширотной ориентации. Интерференция складок этих двух направлений определяет особенности пространственного положения пересыпи, основное направление которой соответствует плановой ориентации одной из периклинальных структур – Нижнекуматырской антиклинали. Более активные в новейшее время субширотные Таманские складки также сыграли существенную роль в ее локализации (Измайлов, 2005). Так, территории Витязевской и Бугазско-Кизилташской синклиналей явились аренами возникновения соответствующих эстуариев, блокирование которых вдольбереговыми наносами и привело, собственно, к возникновению пересыпи. В синклиналях фиксируются максимальные мощности верхнеплиоценовой и плейстоценовой полигенетической толщи песчано-глинистых осадков (до 200м по подошве фаунистически охарактеризованного куюльника-акчагыла и до 120-135м по подошве эоплейстоцена). Эти отложения расчленяются на систему седиментационных комплексов, представленных в основаниях аллювием, надстраивающимся лиманными и лиманно-морскими образованиями. Они, по всей вероятности, отражают крупные колебания базиса эрозии – уровня Черного моря. Последний такой комплекс венчается песчано-ракушечными осадками современного аккумулятивного тела пересыпи, мощность которых достигает 10-15м, особенно в южной ее части.

В генетическом отношении в разрезе пересыпи преобладают прибрежно-морские осадки. На поверхности, а также отдельными линзами и прослоями в разрезе, распространены также золотые образования, представляющие собой продукт первичного переотложения морских осадков. Ограниченное развитие, главным образом, в северной части объекта имеют и аллювиально-лиманные образования. Механический состав отложений преимущественно представлен средними и мелкими песками с различным содержанием детрита и раковин моллюсков. По данным палеонтологических исследований в разрезе пересыпи преобладают фаунистические комплексы джеметинского (по Л.А. Невесской, 1965) типа. Как известно, джеметинские комплексы характеризуют экологические условия, сложившиеся в бассейне при достижении современного уровня положения и солености. В осадках отмечено наличие как типичных джеметинских комплексов, так и обедненных джеметинских комплексов открытого мелководья. Первые характеризуются массовым развитием *Divaricella divaricata*, *Donax venustus*, *Spisula subtruncata* и др. Вторые, представлены преобладанием *Chione gallina*, *Cerastoderma glaucum*,

Ostrea edulis и др. Кроме этого, встречаются еще более обедненные комплексы, которые представлены сочетанием *Chione-Cerastoderma*, и могут быть отнесены к ассоциациям каламитского типа. Все эти комплексы не находятся в четкой стратиграфической последовательности, а сложно переслаиваются. Более богатые комплексы в основном тяготеют к зонам распространения мелкопесчаных осадков, а обедненные большей частью связаны с распространением средних и крупных песков. Возможно, обедненные ассоциации связаны с понижениями уровня моря.

По раковинам моллюсков в лаборатории Санкт-Петербургского университета были получены радиоуглеродные датировки (31 штука) в интервале от 6080 ± 90 до 740 ± 50 калиброванных лет (Измайлов, Арсланов, Максимов, 2015). Они однозначно указывают на длительный период формирования пересыпи, охватывающий последние 6 тысяч лет. Особо обращает на себя внимание близость уровня моря к современному уже в начальную фазу формирования объекта около 6 тыс. лет назад, что находится также в полном соответствии с данными о распространении джеметинских палеонтологических комплексов в осадках пересыпи уже на данном хронологическом уровне. Датировки в интервале от 6.1 до 2.6 тыс. кал. лет можно отнести к джеметинской (новочерноморской) стадии развития Азово-Черноморского бассейна, а в интервале от 1.9 до 0.74 тыс. кал. лет – к нимфейской.

По результатам геолого-геоморфологических исследований была построена серия палеогеографических схем, отражающих основные этапы развитие пересыпи и позволивших оценить долговременные тенденции ее развития. В ходе серии трансгрессивно-регрессивных циклов она пережила соответствующие фазы активизации абразии и аккумуляции. Генеральной особенностью ее развития за это время является плановый разворот «по часовой стрелке» с выдвиганием южной, прианапской части к морю на 1.2-1.4 км со средними темпами порядка 0.25 м/год (по расстоянию от палеоклифов до современного берега моря на участке Анапа-Витязево) и, напротив, продвижением северной части к суше примерно на такую же величину.

На первом этапе также были получены количественные данные о развитии пересыпи в течение второй половины XX-го века. Для решения этой задачи на аэрофотоснимках разных лет (с 1948 по 2000 годы) и разного масштаба, предварительно отдешифрированных, были проведены линии одних и тех же створов через 200-метровые интервалы перпендикулярно береговой линии моря. По ним производились промеры общей ширины пересыпи, ширины морского и лиманного пляжей, расстояний от тыловой линии пляжа до имеющихся ориентиров (где это возможно). Общее количество промерных створов составило 236. Полученные цифры выносились в специальные таблицы. Их анализ показал преобладание в течение отмеченного времени тенденций к редукции пляжей, средние темпы их сокращения по всей пересыпи определены в 0.8 м/год (рис. 2). При этом отмечен четкий волновой, «синусоидальный» характер колебаний активности процессов по протяженности берега с чередованием отрезков с весьма высокими темпами сокращения ширины пляжей (до 3 м/год) и отрезков минимальных темпов абразии или даже аккумулятивных. «Длина волны» вдоль берега оценена в 2-2.5 км.

Кроме перечисленного, на данном этапе исследований были проанализированы также годовичные данные о динамике морского пляжа пересыпи в течение 2000-2001 года в результате 3 циклов инструментальных промеров по системе реперных профилей (октябрь 2000 г., май 2001 г. и октябрь 2001 г.). Таким образом, появилась информация о динамике пляжей в течение холодного и теплого периодов года, а также в целом за год. Были приняты также во внимание имеющиеся по отдельным участкам материалы режимных промеров за 3-4 года. В результате констатирована весьма высокая активность процессов, также при решительном преобладании абразионной составляющей. По отдельным створам зафиксированы максимальные значения отступления береговой линии за период между промерами – 15-20 м. Среднегодовой баланс по всей длине пересыпи – около 5 м сокращения пляжей. И в этом случае отмечен весьма отчетливо выраженный колебательный, близкий к синусоиде, хотя и с более коротким (до 300-500 м) «шагом», характер активности процесса

вдоль всего берега. Синусоида теплого периода не вполне отвечает таковой за предыдущий холодный период, т.е. местами наблюдается инверсия абразии и аккумуляции внутри одних и тех же участков уже в течение одного года.

Можно отметить некоторые общие выводы из геодинамических исследований первого этапа. Так, на основании конкретных цифр было подтверждено, что чем короче интервалы между наблюдениями, тем с более высокими показателями темпов развития береговой абразии и аккумуляции мы сталкиваемся. В связи с обнаруженным неравномерным, колебательным, «синусоидальным» характером развития активности процессов вдоль береговой линии, высказано предположение о том, что здесь реализуется следующий геодинамический механизм. На сравнительно небольших по протяженности отрезках берега (первые сотни метров) в штормовой период возникают неглубокие микробухты, которые в последующий период заполняются осадками и постепенно трансформируются в микромысы. На смежных отрезках происходит противоположный процесс.

Таким образом, на каждом участке вдоль береговой линии осуществляется постоянная инверсия бухтово-мысового микрорельефа. Не исключено даже, что пространственная «синусоида» активности процессов постепенно сдвигается в сторону вдольберегового транзита наносов, в данном случае с северо-запада на юго-восток. В многолетнем разрезе мы будем иметь результирующую сложения этих инверсий, что и объясняет явное снижение темпов с увеличением интервала времени между наблюдениями. Описанный кратко механизм, возможно, имеющий общий характер, должен приниматься во внимание при выполнении прогнозных оценок динамики береговой зоны разной срочности. Имеется в виду то обстоятельство, что временные интервалы прогнозных и ретроспективных оценок должны быть соразмерны. Было бы, например, ошибочным пытаться на основании годичных наблюдений делать выводы о многолетней интенсивности процессов и, напротив, на основании среднесуточных данных оценивать предстоящую годовую их интенсивность.

На втором этапе исследований была продолжена работа по изучению короткопериодной и долгопериодной динамики морского уреза Анапской пересыпи. Практически все эти исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ и РНФ. Были использованы космические снимки 1960-х годов, выполненные по программе CORONA (U.S. Department...), и космические снимки с пространственным разрешением от 0.5 до 2.0 м на период с 2003 г. по настоящее время. Для пространственной коррекции снимков и измерений использовались современные картографические программные комплексы. Поскольку на пересыпи мало ориентиров для систематизации и пространственной привязки получаемых данных, в этих работах используются «виртуальные» опорные точки, расположенные вблизи среднего положения уреза через 1 км друг от друга с началом нумерации от устья реки Анапка (рис. 1). Через эти точки проходят поперечные береговой линии опорные профили, по которым проводятся различные исследования. В качестве базиса используется виртуальная базовая полилиния, проходящая через опорные точки, в плане повторяющая очертания пересыпи. Измерение расстояния от базовой линии до уреза производилось по нормали, проводимой через стандартную опорную точку (через 1 км) и дополнительные точки, установленные с шагом 0.25 км. Для снижения влияния короткопериодной изменчивости производилось осреднение положения уреза по данным нескольких съемок за период около 3 лет.

Сравнение новых материалов и материалов предшествующих исследований показало, что на большей части Анапской пересыпи наблюдается отступление береговой линии. Однако, по новым данным (Крыленко, 2015), скорость отступления линии уреза существенно ниже указанных в (Измайлов, 2010), максимальная скорость размыва не превышает 1.6 м в год (рис. 2). В пределах пересыпи выделены участки, значительно различающихся режимом размыва-аккумуляции. Можно выделить участки сильного размыва (северный – между профилями 31-45 и южный – между профилями 0-13). Центральную часть пересыпи (между профилями 14-31), где перемежаются участки сопоставимого по величине размыва и аккумуляции, можно назвать относительно стабильной.

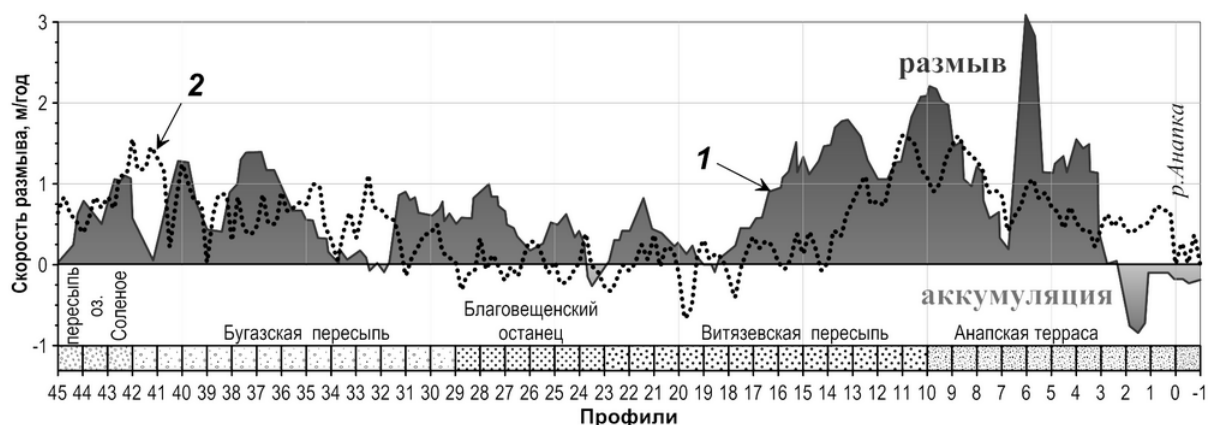


Рис. 2. Скорости размытия морского берега Анапской пересыпи: 1 (с заливкой) – по данным (Измайлов, 2006, 2010) (съёмки 1948, 1972, 1992 и 2000 гг.); 2 – по данным (Крыленко, 2015) (съёмки 1964-66 и 2011-13 гг.).

Значительную часть исследований второго этапа было посвящена исследованиям современного подводного и надводного рельефа пересыпи. Были проведены две последовательные (через 2 года) воздушные лазерные съёмки, позволившие создать детальные (с высотным и плановым разрешением не менее 0.2м) цифровые модели рельефа на всю территорию Анапской пересыпи. Эти съёмки были дополнены несколькими съёмками отдельных форм рельефа, проведенными с помощью высокоточной системы позиционирования. Эти данные позволили приступить к анализу морфометрических показателей, ландшафтно-морфологической структуры, выявить их динамику. Наиболее значительными изменениями рельефа за этот период были переформирование пляжей, развевание переднего склона и верхушек дюн, аккумуляция песка в тыльной части дюн. Вблизи населенных пунктов заметно техногенное воздействие – снос дюн, расширение и прокладка дорог в дюнном поясе. Активизация развевания дюн чаще всего была вызвана техногенным нарушением рельефа, но отмечены случаи эолового разрушения дюн после гидрогенного разрушения переднего склона авантюны.

С 2010г. ежегодно проводятся промеры глубин вдоль всей пересыпи. Эти данные в совокупности с материалами космических съёмок показали, что вся система подводных валов чрезвычайно изменчива. Подводные валы (их число достигает трех) постоянно меняют свой поперечный профиль конфигурацию и расстояние от берега. Как правило, наиболее удаленный от берега вал располагается на глубинах не более 7м. Как правило, рост интенсивности волнения влияет лишь на поперечные перемещения валов (и изменения поперечного профиля каждого из них). Направление подхода волн определяет плановые изменения конфигурации валов. Наибольшее влияние оказывают шторма со значительной вдольбереговой составляющей (при этом интенсивность волнения не играет особой роли). Особенно высока изменчивость конфигурации прибрежного вала. Отмечено, что «искривление» или частичный размыв прибрежного вала часто совпадает с формированием упомянутых выше зон размыва-аккумуляции, длина которых чаще всего совпадает с отдельными «сегментами» подводного вала.

На втором этапе исследований было проведено исследование пространственных особенностей механического состава поверхностных наносов в пределах пересыпи и ее подводного склона. Установлено, что в целом для суши характерны более крупные частицы, чем для донных отложений (Крыленко, 2016). Вдольбереговое распределение гранулометрического состава отражает локальные различия гидродинамических условий отдельных участков пересыпи (обусловленных, в свою очередь, конфигурацией береговой линии, рельефом подводного склона, расположением источников наносов), при этом вдольбереговая изменчивость донных отложений менее выражена, чем отложений на суше. Содержание ракуши и биогенного детрита максимально вблизи уреза, иногда отмечаются подобные скопления между подводными валами. В материале подводных валов

и золовых отложениях содержание детрита повсеместно низкое, тут преобладает хорошо сортированный кварцевый песок. Отмечены несколько участков, где содержание детрита в пляжевых отложениях повышено, но практически никогда его доля не превышает 30%.

Отдельным направлением исследований стало изучение динамики ландшафтно-морфологической структуры пересыпи (Kravtsova et al., 2015). Благодаря наличию детальных съемок рельефа, многозональных космических снимков высокого разрешения, натурных данных по структуре и составу растительного покрова, были разработаны карты ландшафтно-морфологической структуры для значительной части пересыпи. В процессе разработки и при анализе карт было отмечено наличие в пределах Витязевской пересыпи нескольких генераций дюн, различающихся строением, конфигурацией, растительным покровом. Вероятно, наиболее старые и удаленные от моря дюнные гряды, расположенные под углом к современной береговой линии, появились на начальной стадии формирования пересыпи. Также отмечено значительное техногенное нарушение ландшафтно-морфологической структуры вблизи населенных пунктов и зон рекреации.

Список литературы:

Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. Радиоуглеродная хронология формирования голоценовых морских отложений Анапской пересыпи (Черноморское побережье) // *Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода.* – Иркутск, Изд. Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, - 2015. С. 188-191.

Измайлов Я.А. Проблемы ретроспективной и прогнозной оценки динамики береговых зон крупных форм прибрежно-морской аккумуляции (на примере Анапской пересыпи) // *Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. IV Щукинские чтения. Труды.* – М., Географический факультет МГУ, - 2010. – С. 296-297.

Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи, Лазаревская полиграфия, - 2005. - 175с.

Крыленко В.В. Динамика морского берега Анапской пересыпи. / *Океанология*, 2015, Т. 55, № 5, С. 821-828.

Крыленко В.В., Кочергин А.Д., Крыленко М.В. Новые данные о гранулометрическом составе отложений Анапской пересыпи / *Океанология*, – 2016, Т. 56. №1, с. 1-6.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология // М., Изд-во Наука, -1965. - 349с.

Izmailov, Ya.A., and Arslanov, Kh.A. Formation of the Anapa sand-spit and Late Holocene fluctuation of the Black Sea level // *IGCP 521 Second Plenary Meeting and Field Trip « Black Sea-Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptation».* Odessa, Astroprint, - 2006. - Pp. 81-82.

Kravtsova V.I., Tutubalina O.V., Krylenko V.V., Krylenko M.V., Chalova E.R. Mapping the Anapa Bay-Bar geosystems on the basis of satellite remote sensing and ground data // *Third international conference on remote sensing and geoinformation of the environment (RSCY-2015) Book Series: Proceedings of SPIE. Vol. 9535. P. 95351X.*

U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey (USGS). <http://earthexplorer.usgs.gov>

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

И.А. Идрисов

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала, Россия,
idris_gun@mail.ru

HOLOCENE DEPOSITS OF THE SOUTH-WEST OF THE CASPIAN LOWLAND

I.A. Idrisov

Geology Institute of the Dagestan Scientific Center RAS, Makhachkala, Russia

Прикаспийская низменность отличается широким распространением разнообразных голоценовых отложений, покрывающих большую ее часть. В условиях контрастно меняющегося уровня Каспийского моря природные условия формирования отложений резко меняются. Это приводит к переработке отложений накапливавшихся в одних условиях под действием одних факторов, другими факторами в других условиях. К современности здесь сформировался специфический комплекс голоценовых отложений.

Среди голоценовых отложений региона наиболее распространены морские. При длительности голоцена 11,7 тыс. лет к нему можно отнести часть позднего хвалынского этапа, мангышлакский и новокаспийский этапы. При этом следует отметить специфические особенности мангышлакского этапа (падение уровня моря на десятки метров), а также резкое отличие отложений хвалынского и новокаспийского этапов. С учетом этих особенностей под голоценом здесь подразумевается новокаспийский этап.

Один из важнейших вопросов голоценовой истории Каспия – это количество трансгрессивных стадий в новокаспийском этапе. Каспийское море в этот этап поднималось максимум до -20м (в конце 2016г уровень моря -28м). Сложность их выделения во многом обусловлена близостью различных стадий по высоте, причиной чего было формирование стока из водоема во впадины, лежащие к востоку от него. По итогам исследований ряда участков на Кавказском берегу Каспийского моря были сформулированы представления о пяти трансгрессивных этапах (Рычагов, 1974). Подобное количество стадий рядом авторов соотносится с планетарными 1850-летними циклами.

Основной район исследований того периода – Туралинская равнина. Это участок приморской равнины треугольной формы к югу от г. Махачкалы, вытянут вдоль берега на 40км, максимальная ширина 10км. В различных частях равнины, в том числе в подводной зоне, выходят бронирующие пачки известняков сармата (миоцен). В южной части равнину пересекает р.Манас-озень. Анализ строения этой долины показал, что в ней имеются террасы, прорезающих морские террасы хазарского и раннехвалынского возраста и сложенные мощными толщами (до 20м) галечников из обломков известняков верхнего мела. Подобные известняки нигде не вскрываются вдоль дагестанского сектора берега и в подводной зоне. Эти известняки мелкозернистые, плотные, белые и резко отличаются от серо-желтых известняков-ракушечников миоцена (сармата). В течение последних 25 лет на Туралинской равнине возникло множество карьеров (рис.1). Анализ строения карьеров позволяет установить, что добываемые в них «галечники» идентичны галечникам аллювиальных террас реки Манас-озень и почти полностью состоят из меловых известняков. Соответственно подобные породы (а это большая часть отложений Туралинской равнины) – это переотложенный аллювий реки Манас-озень, т.е. галечниковые пачки фиксируют периоды поступления и размыва аллювия в береговой зоне.

В новых работах по Туралинской равнине выделяется уже три этапа (первый подразделен на два подэтапа) (Рычагов, 2015). Опубликовано также детальное описание отложений равнины (Янина и др., 2011). Радиоуглеродное датирование разреза Турали, «третьей сверху» пачки отложений, дает возраст около 2,5 тыс.л. (Kroonenberg et al., 2007). Соответственно лежащие выше пачки формировались уже после Дербентской регрессивной стадии при разных уровнях Тюленевской трансгрессивной стадии (после 1300 года).



Рис. 1. Карьер по добыче гальки. Туралинская равнина. Высота поверхности -22м.

Сопоставимые данные о радиоуглеродном возрасте палеопочв данного периода получены в ходе исследований голоценовых отложений собственно на юге Прикаспийской низменности (Карпычев, 1986). Данные по изучению строения дельты Волги также свидетельствуют о наличии трех этапов ее формирования, соотносимых с трансгрессивными стадиями, включая современный (Коротаев, 2011). Аналогичные выводы получены при изучении речных долин Восточного Кавказа (Идрисов, 2012; 2013а; 2013б и др.).

Имеющиеся данные о системе речных террас с абсолютными датировками отложений для голоцена бассейна реки Кура (Olivier et al., 2015) свидетельствует об их схожем строении. В частности, для нескольких рек этого бассейна выделяется терраса поздней хвалыни, которая была глубоко расчленена в период мангышлакской регрессии. Далее выделяется 4 террасы собственно голоцена. Верхняя из них соответствует широко развитой в бассейнах рек Восточного Кавказа террасе высотой 6-10 м (Идрисов, 2012) и в целом соответствует Туралинской трансгрессивной стадии (4,5-5,5 тыс.л.н.) (Рычагов, 2015). Вторая и третья террасы соответствуют Улучайской трансгрессивной стадии (3,0-1,8 тыс.л.н.), для долин Восточного Кавказа этому времени также соответствует одна терраса, которая сохранилась значительно хуже предшествующей. Самая нижняя терраса имеет возраст первые сотни лет и соответствует высокой пойме рек Восточного Кавказа, формировалась в один из максимумов Тюленевской трансгрессивной стадии.

Таким образом, строение речных долин также свидетельствует о трех стадиях подъема уровня моря и накопления аллювия, разделенных двумя периодами снижения уровня и интенсивной эрозии. Последнюю из этих трех стадий предлагается назвать Тюленевской (Идрисов, 2016). Для Тюленевской стадии (стадии Малого ледникового периода (Olivier et al., 2015) дискуссионными являются ее параметры. Возраст максимума известен (первые годы 19 в.), но уровень максимума приводится разный. Большое значение здесь имеет анализ карт и описаний, в первую очередь, района о.Тюлений (северо-запад Каспия) и его возможное затопление в ходе этой стадии (Колебания уровня Каспийского моря, 1956; Казанчеев, 1956).

Существенным ограничением изучения голоценовых отложений юго-запада Прикаспийской низменности была и остается их слабая обнаженность. Однако в последние десятилетия в регионе проведены большие мелиоративные работы, русла рек выведены по прорезам в море, проложены глубокие (до 5-7м) коллекторы (рис.2). Это существенно расширило возможности для исследований отложений голоцена региона (Идрисов, 2014).

Предварительный анализ этих отложений позволяет сделать ряд выводов. В частности строение голоценовых отложений в различных разрезах сложное, и корреляция выделяемых пачек между разными разрезами затруднена, требует привлечения специальных исследований (абсолютное датирование, изучение остатков биоты, минералогические исследования, изучение палеопочв и т.д.). Разрезы преимущественно морских отложений

прерываются пачками субаэрального генезиса (рис.2). Можно выделить две группы таких отложений. Первая – легкий суглинок и супесь, светло-каштанового цвета, с четко различимыми порами, множеством сухопутных моллюсков; это эоловые отложения лёссового облика. Вторая – глины, серого цвета с яркими пятнами бурого цвета, резкой верхней границей и часто резкой нижней; это отложения лагун и плавней. Следует отметить также наличие слоев, измененных почвообразованием. При этом субстрат подобных слоев может быть как морской, так и субаэральный.



Рис. 2. Разрез правого борта канала для стока вод на юг из Аграханского залива.

Соответственно, морские голоценовые отложения в регионе прерываются субаэральными отложениями, а также периодами почвообразования. Почвообразование могло происходить и без предварительного накопления субстрата в данную эпоху. Переслаивание морских и субаэральных отложений характерно и для плейстоцена и широко развито в других частях низменности (Федоров, 1957). В частности переслаивание морских отмечается хвалынских и субаэральных ательских отложений на севере низменности.

Уверенно диагностируется пачка субаэральных отложений, сопоставляемая с Дербентской регрессивной стадией. Следует отметить, что, несмотря на обнаружение этих отложений на абсолютных отметках до -27,5 м, в ряде разрезов эта пачка залегает в основании разрезов и полностью не вскрыта. В этой пачке нами не обнаружено следов гидроморфных условий, то есть отложения накапливались в условиях хорошей дренированности, уровень моря, вероятно, был на несколько метров ниже.

Лежащая выше толща имеет сложное строение и в ней можно выделить минимум один слой с признаками почвообразования, однако прослоев с субаэральным генезисом в ней не выявлено и по всему разрезу встречается морская фауна. Обломки раковин залегают даже в современных эоловых формах рельефа (береговых дюнах высотой до 10м).

Особенности аллювиальных отложений региона во многом обусловлены геологическим строением бассейнов питающих рек. Суммарный объем поступления аллювия на юго-запад Прикаспийской низменности превышает 30 млн тонн в год (включая Терек и Сулак, не учитывая стока рек бассейна Аксай-Акташ), что почти в два раза превышает поступление аллювия на остальную часть низменности (сток Волги и Урала) (Михайлов, 1998). Соответственно, на единицу площади южной части Прикаспийской низменности поступает на несколько порядков больше аллювия, по сравнению с ее остальной, большей частью.

Крайний север занимают отложения реки Кума. Эта река дренирует в основном Ставропольскую возвышенность, где широко развиты песчаники неогена и ее аллювий представлен кварцевыми песками желтого цвета. Подобные пески также слагают северную половину Терско-Кумской низменности где представляют собой древние дельты этой реки и ее палеорусел.



Рис. 3. Массив Сарыкум. Верхняя часть эоловых отложений с палеопочвами возрастом около 2,5 тысяч лет.

Существенно иной состав имеет аллювий рек Терек и Сулак, он серого цвета, размер частиц супесь и легкий суглинок. Он практически полностью сформирован из обломков глинистых сланцев средней и нижней юры, выносимых из высокогорной зоны Кавказа. Подобные «серые» пески интенсивно вовлечены в эоловые процессы на юге Терско-Сулакской низменности, в частности формируют Терский песчаный массив.

В восточной части для рек Терек и Сулак характерно образование береговых валов и расположение русел выше, чем окружающие равнины (на 1-5 метров). При прорывах вылов реки разливались и через ряд стадий вновь формировали крупные магистральные русла (Михайлов, 1998). В настоящее время территория от крайних северных русел Терека до хвалынских террас на юге представляет собой переплетение многочисленных древних русел этих рек; протяженность таких русел может достигать десятков километров. Высокий динамизм формирования таких русел можно проиллюстрировать на примере р. Терек (Беляев, 1963), где менее чем за 500 лет сформировалось 7 наложенных дельт с такими руслами.

Ярким природным объектом с монументальными эоловыми формами рельефа является массив Сарыкум, со сложным строением (Идрисов, 2010; Мацапулин и др., 2013; Гусаров, 2014; Гусаров, Гилязов, 2015) и во многом непонятным генезисом накопления подобного объема преимущественно песков мощностью более 100 м (Гусаров, 2015). По нашим данным, после накопления отложений массива, здесь в течение длительного времени был сформирован устойчивый почвенно-растительный покров. Открытых песков и эоловых форм рельефа не было (Идрисов, 2010, 2011), в отличие от современных условий, когда здесь имеется несколько поперечных дюн относительной высотой более 120 м и длиной около 3 км и периферия массива занята бугристыми песками. Это время прервалось катастрофическим развитием дефляции и погребения почв (рис.3). Предварительные данные говорят о том, что это произошло около 2,5 тыс.л.н. (Гусаров, Гилязов 2015).

Широко развиты эоловые формы рельефа и на крупных песчаных береговых валах. В частности, на Аграханском полуострове и вдоль берега Терекемейской равнины высота дюн достигает 10-12 м. Особенностью эоловых форм Аграханского полуострова является их миграция с азимутом 200° и перекрытие ими отложений Аграханского залива. В результате современного (конец 20 века) заполнения залива наносами, на отдельных участках уже наблюдается перекрытие эоловых отложений молодыми отложениями.

Еще одной группой эоловых отложений региона являются лессовые породы. Крупный участок занят ими на крайнем юго-западе низменности, при переходе к предгорьям в междуречье рек Сулак и Терек (Идрисов, 2013б). Это Хасавюртовская наклонная равнина прорезаемая долинами бассейнов рек Акташа и Аксая. Глубина вреза в лессовые породы 20-40м, ширина долин 200-500м. Реки отличаются экстремальной мутностью, борта часто вертикальные, форма долин ящиковидная. В лессах можно выделить три развитые

палеопочвы. Выше верхней палеопочвы залегает толща отложений мощностью до 5 м, накопившаяся в начале голоцене. Соответственно, основной размыв лессовых пород участка происходил позже. В долинах рек развиты речные террасы, схожие с террасами в других речных долинах региона. Эти террасы сложены чередованием переотложенных лессовых пород и галечников.

Список литературы:

- Беляев И.П. Гидрология дельты Терека. М.: Гидрометеиздат. 1963. 208 с.
- Гусаров А.В. Гранулометрический и минеральный составы песков эолово-аккумулятивного комплекса «Сарыкум» // Труды заповедника Дагестанский. 2014. Вып. 9. С. 28-39.
- Гусаров А.В. Эолово-аккумулятивный комплекс «Сарыкум» - уникальный геоморфологический объект России: история изучения, гипотезы происхождения // Геоморфология. 2015. №2. С. 54-71.
- Гусаров А.В., Гилязов А.Ф. Строение долины реки Шура-озень на участке эолово-аккумулятивного комплекса Сарыкум // Труды заповедника Дагестанский. 2015. Вып. 11. С. 6-23.
- Идрисов И.А. Голоценовые террасы Дагестана // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. №4. 2012. С. 88-94.
- Идрисов И.А. Изменение рельефа островов Северо-западного Каспия в 21 веке // 35 Пленум геоморфологической комиссии РАН. Симферополь. 2016. В печати.
- Идрисов И.А. О структуре рельефа юго-запада Прикаспийской низменности // Аридные экосистемы. 2013б. №1. С. 36-43.
- Идрисов И.А. Особенности формирования речных долин Дагестана // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. 2013а. №3. С. 84-90.
- Идрисов И.А. Разрезы голоценовых отложений востока Терско-Сулакской низменности // Труды государственного природного заповедника «Дагестанский». Махачкала. 2014. Вып. 9. С. 40-47.
- Казанчеев Е.Н. Новые данные об уровне Каспийского моря в конце XVIII и в начале XIX века // Известия Всесоюзного географического общества. Т.88. Вып.1. 1956. С. 549-551.
- Карпычев Ю.А. Динамика формирования Аграханской косы по данным радиоуглеродных датировок // Водные ресурсы. 1986. №6. С. 50-56.
- Колебания уровня Каспийского моря. Тр. Института океанологии Т.15. М., 1956. 290 с.
- Коротаев В.Н. Геоморфология дельты Волги и динамика русловых разветвлений // Вестник МГУ. Серия География. 2011. №2. С. 103-109.
- Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Хлопкова М.В. О геологических условиях формирования песчаной горы Сарыкум и геохимических особенностях ее карбонатных отложений // Аридные экосистемы. 2013. Т. 19. № 1 (54). С. 19-27.
- Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во МГУ, 1998. 176 с.
- Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря. В сб. Комплексные исследования Каспийского моря. Вып.4. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 18-29.
- Рычагов Г.И., Голоценовый этап в истории Каспийского моря // Стратиграфия и седиментология нефтегазовых бассейнов. Баку. 2015. №15. С. 84-99.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Труды ГИН. Вып.10. 1957. 299 с.
- Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф.П. Биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в голоцене // Вестник МГУ. Серия география. 2011. 32. С. 38-48.
- Kroonenberg S.B., Abdurakhmanov G.M., Badyukova E.N., van der Borg K., Kalashnikov A., Kasimov N.S., Rychagov G.I., Svitoch A.A., Vonhof H.B., Wesselingh F.P. Solar-forced 2600 BP and Little Ice Age highstands of the Caspian Sea // Quaternary International Vol. 173–174. 2007. P. 137–143.
- Olivier V., Fountaigne M., Lyonnet B. Geomorphic response and ¹⁴C chronology of base-level changes induced by Late Quaternary Caspian Sea mobility (middle Kura Valley, Azerbaijan) // Geomorphology. 2015. V.230. P. 109-124.

РЕКОНСТРУКЦИИ КОЛИЧЕСТВА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА «СЕМИБАЛКИ-2»

П.И. Калинин^{1,2}, А.О. Алексеев¹

¹Институт Физико-Химических и Биологических Проблем Почвоведения РАН, Пушкино, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия, kalinin331@rambler.ru

AMOUNT OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION IN THE PLEISTOCENE DERIVED FROM THE GEOCHEMICAL COMPOSITION OF THE SEMIBALKI-2 LOESS-SOIL COMPLEX

P.I. Kalinin^{1,2}, A.O. Alekseev¹

¹Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Puschino, Russia

²Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Целью исследования было комплексное применение геохимических показателей для количественных реконструкций уровня атмосферной увлажненности в плейстоцене на примере отложений лёссово-почвенных комплексов Приазовья.

Объектом исследования был опорный разрез «Семибалки-2», содержащий горизонты лёссов и ископаемых почв плейстоценового возраста. Лёссово-почвенный комплекс расположен на территории Азово-Кубанской низменности на южном побережье Таганрогского залива примерно в 30 км к западу от г. Азова. Большую часть территории занимают лёссовые аккумулятивно-эрозионные равнины. Береговой обрыв здесь вскрывает участок террасовой поверхности высотой 35 м. Мощность изученного разреза составляла 15 м. В разрезе «Семибалки-2» представлены три региональных комплекса ископаемых почв (снизу вверх): воронский, инжавинский, каменский – и четыре горизонта лёссов: коростылевский, борисоглебский, валдайский.

Зависимость геохимических показателей в различных отложениях от современного уровня атмосферных осадков описываются уравнениями:

1. $MAP1 = 221.1e^{0,0179(CIA-K)}$
2. $MAP2 = -259.3 \ln(\sum Bases/Al) + 759$
3. $Y_{Rb} = 91,305x + 302,86$

Рассчитанные геохимические коэффициенты демонстрируют увеличение значений в почвенных горизонтах. Распределения MAP1 и MAP2 близки: в эпохи оледенения средние значения этих показателей составляют 530 мм/год по формуле (1) MAP1 и 640 мм/год по формуле (2) MAP2, в межледниковые периоды порядка 1000 мм/год (MAP1) и 880 мм/год (MAP2) (рис. 1). В целом эти показатели, по-видимому, завышают значения осадков, т.к. по морфотипическим признакам почвенных комплексов в предыдущих исследованиях было установлено, что на исследуемой территории в плейстоцене происходила последовательная смена межледниковых ландшафтов – от субтропических семигумидных к ландшафтам, близким к прериям, затем к бореальным теплоумеренным и далее к ландшафтам с почвами степного и лесостепного ряда в позднем плейстоцене.

Рассчитанное с помощью показателя Y_{Rb} по формуле (3) количество осадков значительно ниже. Средние значения для ледниковых эпох составляют около 320 мм/год, для межледниковых периодов - 390 мм/год. Максимальное значение фиксируется в мучапское межледниковье ~ 440 мм/год.

Значительная разница между показателями коэффициентов объясняется тем, что они были получены с помощью эмпирических зависимостей между современным уровнем атмосферных осадков и геохимическими коэффициентами в отложениях, состав и генезис которых отличается от лёссовых отложений Приазовья. Если взять за репер реконструированное значение количества атмосферных осадков по современной

(голоценовой) почве, залегающей в верхней части разреза, то показатели MAP2 и Y_{Rb} демонстрируют схожую тенденцию уменьшения от более древних эпох к более ранним. Увеличение количества осадков в межледниковые эпохи составляет порядка 20 %. В ледниковые эпохи уменьшение также доходит до 20%. Для показателя MAP1 эти значения имеют несколько больший градиент. На 50 % увеличивается количество атмосферных осадков в межледниковые периоды, на 30 % уменьшаются в эпохи оледенений (см. рис. 1). При вводе поправки на современное количество осадков в регионе по показателям MAP2 и Y_{Rb} фиксируется тренд на аридизацию и уменьшение количества атмосферных осадков от 570-520 мм/год в мучапское межледниковье до 440-490 мм/год в каменское. Более высокие значения показывает коэффициент MAP1 ~ 580-670 мм/год.

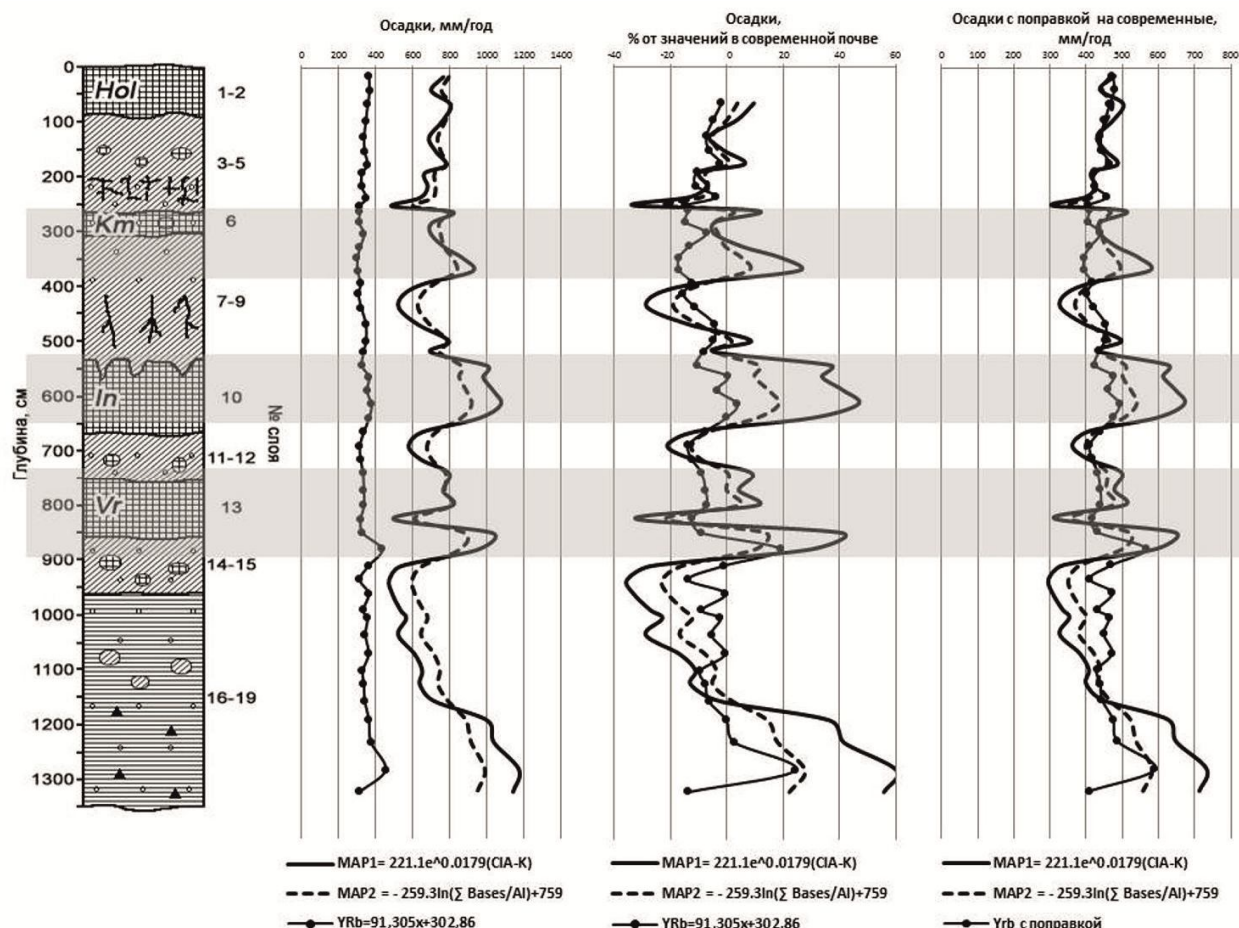


Рис. 1. Среднегодовой уровень атмосферных осадков на различных этапах исследуемого хроноинтервала, реконструированный с помощью геохимических параметров.

Основным принципом, лежащим в использовании геохимических, геофизических и др. показателей для реконструкции палеоклиматических условий древних эпох, является определение функциональной зависимости между этими параметрами в современных отложениях с современными климатическими условиями (среднегодовое количество осадков, температура и т. д.). Основной проблемой таких исследований является влияние на результат «матричного» эффекта, заключающегося в использовании эмпирических зависимостей, полученных для конкретных территорий и геологических отложений. Калибровка палеогеографических показателей, как правило, полученная для определенных климатических зон и соответствующих геологических пород не всегда позволяет однозначно реконструировать климатические особенности для всех исследуемых территорий и отложений. Формулы расчета реконструкций уровня атмосферных осадков, разработанные для отдельного региона, как правило, не работают для территории с существенно отличающимся гидротермическим режимом. Кроме того, геохимические коэффициенты,

показывающие определенные тенденции в более древних отложениях, прошедших длительные стадии седиментогенеза, характеризующиеся высокой степенью химической дифференциации вещества, не демонстрируют какой-либо климатической специфики в более молодых четвертичных отложениях. Идеальное решение отмеченных проблем требует использование региональных калибровок, однако такие исследования для территории Русской равнины носят единичный характер. Несмотря на определенные объективные трудности, использование различных геохимических коэффициентов, наряду с петрофизическими и традиционными методами исследований четвертичных отложений, позволяет проводить реконструкцию условий их формирования. Установлено, что на территории Приазовья в плейстоцене существовал направленный сдвиг гидротермического режима межледниковых эпох от условий с более высокой влагообеспеченностью к условиям роста аридизации. Наиболее гумидные условия на исследуемой территории существовали в период мучкапского межледниковья (500–600 мм/год), наиболее аридные в эпоху каменского межледниковья (400–500 мм/год). В ледниковые эпохи на территории Приазовья в среднем выпадало 300–400 мм осадков.

Исследования выполнены по плану фундаментальных исследований в рамках Проблемы П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое. История четвертичного периода»

Список литературы:

Величко А. А., Катто Н., Кононов Ю. М., Морозова Т. Д., Нечаев В. П., Е. Ю. Новенко, Панин П. Г., Рысков Я. Г., Семенов В. В., Тимиряева С. Н., Титов В. В. К оценке тренда аридизации юга России: по результатам исследований разреза Семibalки-1, Приазовье // Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России: Сборник научных статей. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН. 2006. С. 108 - 133.

Калинин, П. И. Лессы, палеопочвы и палеогеография квартала юго-востока Русской равнины / П.И. Калинин, А.О. Алексеев, А.Д. Савко // Труды НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 58. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2009. 140 с.

Sheldon, N. D. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene–Oligocene boundary in Oregon / N. D. Sheldon, G. J. Retallack, S. Tanaka // Journal of Geology, 2002. V. 110. P. 687–696.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОДОЛИНЫ РЕКИ ОБДЕХ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ

Н.В. Карпукхина¹, Е.А. Константинов¹, Р.Н. Курбанов^{1,2}, В.В. Колька³

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, natalia_karpukhina@mail.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, roger.kurbanov@gmail.com

³Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, kolka@geoksc.apatity.ru

DEVELOPMENT OF THE OBDEKH RIVER PALEOVALLEY IN THE LATE GLACIAL TIME

N.V. Karpukhina¹, E.A. Konstantinov¹, R.N. Kurbanov^{1,2}, V.V. Kolka³

¹Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

Доледниковая долина р. Обдех расположена на северо-западе Восточно-Европейской равнины, в пределах западной части Псковской низменности. В ходе исследований была рассмотрена верхняя часть палеодолины, ориентированная с юго-востока на северо-запад.

Первые сведения о геолого-геоморфологическом строении долины реки Обдех были получены геологами Северо-Западного Геологического территориального управления Ленинградского университета и южно-эстонского отряда УГ ЭССР в ходе геологических

съепок, проводимых с 1948 по 1974 гг. Изучением данной территории также занимались Э.Ю. Саммет и др. (1967), В.А. Исаченков (1970, 1981, 1988) и О.М. Татарников (2008). Было выявлено, что долина реки Обдех была сформирована еще в доледниковье, а в ледниковые периоды неоднократно преобразована.

Современный поперечный профиль речной долины – трапециобразный, ширина составляет от 0,5 до 0,6 км, глубина 40-50 м, ширина днища – 100-200 м. Склоны крутые. Левый склон круче правого. Склоны долины изрезаны малыми эрозионными формами. В пределах левого склона распространены оползневые процессы. Дно долины освоено системой рек и озер: р. Смолка, оз. Городищенское, р. Сходница, оз. Мальское, р. Обдех.

Городищенское озеро имеет площадь 0,12 кв. км, средняя глубина 2,1 м, наибольшая – 5,75 м. Мальское озеро имеет площадь 0,6 кв. км, средняя глубина 4,5 м, максимальная – 11 м. Оба водоема являются проточными. Между озерами расположено болото, которое вблизи правого борта прорезано рекой Сходницей. Русло реки Сходница сильно меандрирует, пойма заболочена. Ширина русла не превышает 2,5 м.

Строение палеодолины р. Обдех свидетельствует о сложной истории ее развития не только в дочетвертичное, но и в четвертичное время. Большая часть долины выполнена отложениями последнего гляциоседиментационного цикла (около 40 м (Саммет и др., 1967). Начало последнего гляциоседиментационного цикла в долине можно сопоставить со слоем валунного суглинка мощностью около 5 м, зафиксированного в скважине № 218 (Саммет и др., 1967).

Материалы и методы. В течение полевых работ было осуществлено бурение днища и бортов верхней и средней частей палеодолины р. Обдех, а также поверхности междуречья. Всего было пробурено около 45 скв. глубиной от 0,64 до 12,90 м. Для извлечения колонок донных отложений озер был использован озерный поршневой бур (метровый цилиндрический пробоотборник, внутри которого заключен поршень), в пределах заболоченных территорий – "русский торфяной бур" (0,5 м полуцилиндрический пробоотборник и «плавник» – крышка, закрывающая пробоотборник на нужной глубине). Бурение с использованием данных типов буров позволило получить керн, имеющий ненарушенную структуру отложений озер и болот. Весь извлеченный на поверхность керн в процессе бурения, был описан, сфотографирован, а затем упакован целиком с целью дальнейшей доставки в лабораторию. В пределах бортов палеодолины и междуречья бурение осуществлялось ручным буром с полуцилиндрическим пробоотборником длиной 50 см и диаметром 3 см. Полученный керн детально описывался и фотографировался на месте. Из отдельных участков керна производился отбор проб в полиэтиленовые zip-пакеты.

Наиболее репрезентативной скважиной является скв. Su-1, заложенная в Сухом болоте. Скважина глубиной 11,65 м, полностью прошла торфяную залежь (2,32 м), толщу озерных отложений (3,47 м), озерно-ледниковых ритмичнослоистых глин - ленточных глин (5,35 м), разделенную слоем песчано-алевритистых отложений мощностью 0,7 м. Скважина углубилась в подстилающие осадки, представленные песчано-гравийным материалом. В течение лабораторного этапа было произведено детальное фотографирование керна скв. Su-1 с последующим его разбором на образцы для проведения комплекса литолого-геохимических, палеоботанических и геохронологических исследований. В настоящее время уже получены результаты по валовому химическому анализу, текстурно-структурному, варвометрическому, частично гранулометрическому и радиоуглеродному анализам образцов из данной скважины.

В истории развития верхней части палеодолины р. Обдех можно выделить пять крупных этапов: 1) ледоем; 2) приледниковый водоем, сообщающийся с обширным приледниковым бассейном в пределах Псковской низменности; 3) локальный приледниковый водоем; 4) единый озерный водоем; 5) современные озера (Городищенское и Мальское) и болота (Сухое болото и заболоченные участки поймы рек). Начало пятого этапа опирается на результаты радиоуглеродного датирования органических илов из озера Городищенское (9460 ± 180 кал.л.н.) на глубине 13,0 м (вблизи границы с нижележащим

горизонтом) и подошвы торфа Сухого болота (9100 ± 200 кал.л.н.). В связи с небольшим содержанием органики в озерно-ледниковых отложениях довольно сложно продатировать остальные переходы между этапами осадконакопления. Для частичного разрешения данной проблемы был использован варвометрический метод, который опирался на комплекс литолого-геохимических исследований ленточных глин.

Толща ленточных глин в колонке отложений Su-1 состоит из двух частей, которые разделены песчано-алевритистыми отложениями. Мощность лент нижней пачки варьируется от 10 до 77 мм, верхней - от 3 до 52 мм. Переход от летнего слоя к зимнему постепенный, а от зимнего к летнему резкий, что обусловлено интенсивным поступлением материала в водоем в весенне-летний период. Цвет нижней пачки ленточных глин преимущественно серо-коричневый, верхней - рыже-коричневый. Гранулометрический состав обеих пачек лент различный. Летние прослои варв нижней пачки представлены мелким алевритом, а зимние - глиной. В верхней пачке зимние прослои состоят из глины, летние - из алеврита и песка. Вверх по колонке отложений скв. Su-1 в летних прослоях наблюдается увеличение размерности частиц до мелкозернистого песка.

В строение лент отмечаются внутрисезонные прослои, которые фиксируются на микрофотографиях шлифов. Для нижней части ленточных глин характерны различные нарушения слоистой микроструктуры, что обусловлено воздействием придонных течений, вызванных поступлением материала от близко расположенного источника сноса. Верхняя часть толщи ленточных глин хорошо стратифицирована.

Химический состав ленточных глин, характеризуется высокой долей минеральной фазы осадка (зольность варьируется 96,6-99,4 %), высокими значениями содержания оксида Si и породообразующих элементов, входящих в состав класса силикатов - Al, Na, K, Mg, Ti, Fe. Подобный состав связан с минералогическим составом гляцигенных отложений и свидетельствует о поступлении в водоем мореносодержащего материала.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в скв. Su-1 вскрыты проксимальные и дистальные варвы. Проксимальные ленты (ленты нижней пачки) формировались вблизи ледяной дамбы, в условиях повышенного поступления материала и участия турбидитного механизма седиментации. Накопление дистальных лент (верхней пачки) происходит в дистальной части бассейна при доминировании гравитационных процессов. Согласно проведенным исследованиям (Колька, 1996; Bakhmutov, Kolka, Yevzerov, 2006) установлено, что для целей варвохронологии подходят исключительно дистальные ленты.

Таким образом, в верхней пачке лимно-гляциальных отложений скважины Su-1 был выделен отрезок времени около 220 лет, который, согласно установленной литостратиграфии, захватывает начало и большую часть третьего этапа осадконакопления. В разрезе граница второго и третьего этапа соответствует слою песчано-алевритистых отложений. Образование данного слоя отложений могло произойти лишь во время понижения уровня приледникового водоема. Данное событие, по-видимому, произошло в начале ремдинской фазы деградации поздневалдайского ледникового покрова (Карпухина, 2013) - 14,0 кал.т.л.н. (Rosentau et al., 2004), когда уровень приледникового водоема в пределах Псковской низменности стал менее 60 м абс. отм.

Обсуждение результатов. Очередной этап изменения палеодолины реки Обдех был связан с активизацией Скандинавского ледникового покрова в лужскую стадию, проявившуюся во время похолодания раннего дриаса - около 16,0 кал. т.л.н. Ледниковый язык Псковско-Великорецкой лопасти (Аболтиньш и др., 1977) видоизменил (расширил и углубил) ее, а затем законсервировал. С началом беллинга в центральной части Псковской низменности началась дегляциация. Ледниковые массы внутри долины начали интенсивно таять под воздействием приледникового водоема. В это время, свободная ото льда южная часть долины входила в состав приледникового водоема, покрывавшего центральную часть Псковской низменности. Таким образом, морена, представленная валунным суглинком в скв. №218, оказалась перекрыта песчаными отложениями (Саммет и др., 1967).

Приледниковый водоем, формировавший в пределах Псковской низменности, покрывал район исследования в период с лужской стадии по талабскую фазу. Его уровень находился на отметках от 110 до 95 м абс. отм. (Карпухина, 2013). Бровка палеодолины фиксируется на высоте около 105 м абс. отм. Таким образом, поверхность междуречья и прибровочная часть склонов палеодолины находились в прибрежной зоне обширного приледникового водоема, где протекали процессы абразии. Следы абразии встречаются на междуречье в виде размытых отложений основной морены, представленных красно-бурым валунным суглинком мощностью до 0,5 м, местами, с небольшими прослоями и линзами песка. На абразионную деятельность приледникового водоема указывает и то, что вблизи д. Малы, на поверхности междуречья встречается большое количество валунов, которые расположены на едином уровне в виде каменисто-валунных поясов.

Несмотря на общую тенденцию к снижению уровня палеоводоема в пределах Псковской низменности, в палеодолине уровень водоема увеличивался за счет вытаявания мертвого льда. Глубина приледникового водоема в палеодолине составляла не менее 70 м. В такой обстановке началось накопление нижней пачки ленточных глин. Конец седиментации нижней части ленточных глин связан с понижением уровня приледникового водоема до 75 м абс. отм, что соответствует началу Ремдинской фазы деградации ледникового покрова (Карпухина, 2013) - 14,3 т.л.н. (Kalm et al., 2011). Факт понижения уровня отразился в виде слоя песчано-алевритистых отложений в колонке отложений скв. Su-1. К этому времени, мертвый лед, заполнявший долину, практически вытаял.

По-видимому, массы мореносодержащего мертвого льда сохранялись в средней части долины, в результате чего сток в долине блокировался. Стоит отметить, что пространственное положение ледяной дамбы отражено в рельефе днища палеодолины в виде холмисто-грядового рельефа. Уровень приледникового водоема по мере таяния ледяной дамбы стал снова подниматься, но не превысил 60 м абс. отм. В начале Ремдинской фазы приледниковый водоем локализовался исключительно в долине. Режим функционирования приледникового водоема теперь зависел не от общего характера деградации ледникового покрова в пределах низменности, а от времени стаивания мертвого льда в долине. Согласно варвометрическим исследованиям в таких условиях осадконакопление продолжалась еще 217 лет. Глубина озера в зоне профундали составляла не менее 40 м. Основным источником питания, как и прежде, являлся взвешенный материал, вытаявший из мореносодержащего мертвого льда. К концу Ремдинской фазы уровень водоема резко понизился из-за стаивания масс мертвого льда и прорыва ледяной дамбы. Данное событие отражено в резкой смене литологических разностей в колонке отложений Su-1 (от ленточных глин до супеси). К началу Раскопельской фазы здесь образовался мелководный озерный водоем. Отсутствие ледникового питания и интенсивное поступление карбонатов с территории водосбора, в условиях нарастающего потепления и сухого климата позднеледниковья, обусловили в водоеме смену среды кислой на щелочную. Все это привело к образованию толщи озерной извести (гажи).

Дальнейшее развитие верхней части палеодолины связано с активизацией эрозионных процессов на бортах палеодолины, в связи с чем наметилось разделение единого водоема. На данный факт указывает то, что конуса выноса балок перекрыты толщей торфа. Подошва торфа в Сухом болоте датируется по 14С бореальным периодом голоцена. Можно полагать, что конуса выноса подпрудили отдельные участки палеоводоема и привели к его разделению на три участка в добореальное время. Средний участок (между конусами выноса МЭФ – Змеиная и Мельничная) - был наиболее мелководным. Он довольно быстро заполнился отложениями гаж и вскоре превратился в Сухое болото. Два других участка палеоводоема функционируют до сих пор в виде озер - Городищенского и Мальского.

Таким образом, в верхней части долины р. Обдех произошли крупнейшие перестройки в течение позднеледниковья, закончившиеся к бореальному периоду голоцена и связанные с особенностями дегляциации данной долины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №16-35-50092 «мол-нр».

Список использованной литературы:

Исаченков В.А. Новые данные о куэстовом рельефе северо-запада Русской равнины // Вестник МГУ. Сер. 5, География. - № 1, 1970. - С. 117-120.

Исаченков В.А. О происхождении долинообразных понижений поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины // Вестник МГУ. Сер. 5, География. - №6, 1981. - С. 46-50.

Исаченков В.А. Проблемы морфоструктуры и древнеледниковой морфоскульптуры. - Л.: Наука, 1988. - 175 с.

Карпухина Н.В. 2013. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология. 2013 № 4. - С. 38 - 47.

Колька В.В. Геология и условия формирования позднеледниковых глин Кольского полуострова: автореферат дис. кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.01 / Моск. гос. геологоразвед. академия. - Москва, 1996. - 22 с.

Саммет Э.Ю., Сущенко Н.А., Экман И.П. Влияние литологии, структуры и рельефа до четвертичных пород на формирование четвертичных отложений // Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. - Л.: Недра, 1967. - С. 29-48.

Аболтиньш О.П., Даниланс И.Я., Ильин Е.А., Исаченков В.А., Фаустова М.А., Чеботарёва Н.С. // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. - С. 44 - 52.

Татарников О.М. Геолого-геоморфологические и гидрологические достопримечательности Изборско-Мальской долины // Северо-западная Россия: проблемы экологии и социально-экономического развития - Материалы конференции. – Псков: Издательство ПГПУ, АНО «ЛОГОС», 2008. - С. 182-191.

Татарников О.М., Лесненко В.К., Михайлов И.И. О сохранности фрагмента девонской куэсты на территории Псковской низины // Геоморфология. - №6, 1995. - С. 80-83.

Bakhmutov, V., Kolka, V., Yevzerov, V. Lithology and palaeomagnetic record of Late Weichselian varved clays from NW Russia. Geological Quarterly, Vol 50, No 3. 2006. - pp. 353-368

Rosentau A., Hang T., Miidel A. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian. Geological Quarterly, Vol. 48 (4), 2004.- pp. 299–307.

ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ

Т.С. Клювиткина, Е.И. Полякова

Географический факультет Московского государственного университета имени
М.В. Ломоносова, Москва, Россия, t.klyuvitkina@mail.ru

AQUATIC PALYNOMORPHS OF THE ARCTIC SHELF: NEW OPPORTUNITIES FOR PALEORECONSTRUCTIONS

T.S. Klyuvitkina, Ye.I. Polyakova

Moscow State University, Geographical faculty, Moscow, Russia

Для реконструкций палеогидрологических условий в шельфовых морях Арктики большое значение имеет анализ водных палиноморф, которые включают в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли. Эти организмы могут использоваться в качестве маркеров палеогеографических условий прошлых эпох на шельфе. Важные преимущества метода – повсеместное распространение динофлагеллат в Арктических морях и хорошая сохранность их цист в осадках, в отличие от микроорганизмов, обладающих кремниевым панцирем или карбонатной раковиной, которые традиционно используются для палеореконструкций, однако в высоких широтах могут быть подвержены растворению.

На сегодняшний день существуют базы данных водных палиноморф в современных донных осадках для различных регионов Земного шара. Благодаря повсеместным исследованиям и возрастающему вниманию к этой микропалеонтологической группе уже получены данные по всем морям Северного полушария, за исключением Восточно-

Сибирского и западной части Чукотского моря. Поэтому изучение проб из этих регионов представляет особый интерес.

Восточно-Сибирское море – одно из самых мелководных, холодных и опресненных морей Арктики. Согласно современным гидрологическим данным, на его шельф, в отличие от соседних морей (Лаптевых и Чукотского) практически не поступают относительно теплые и продуктивные атлантические и берингоморские воды. Задачей нашего исследования было определить особенности распределения микроводорослей в современных шельфовых осадках. Эти данные необходимы для решения ряда палеогеографических задач, в том числе выполнения палеореконструкций изменений речного стока, ледово-гидрологических условий и седиментационных обстановок на шельфе арктических морей.

Образцы поверхностных донных осадков получены в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в прибрежно-шельфовой зоне Восточно-Сибирского моря. Микропалеонтологические исследования включали видовой и количественный анализ ассоциаций водных палиноморф (цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи и др.) в осадках.

Лабораторная обработка образцов выполнена в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ. На начальной стадии в образец (5–6 г. сухого осадка) добавлялись таблетки, содержащие споры *Lycopodium clavatum* (серия № 938934) согласно методике определения концентраций палиноморф (Stockmarr, 1971). Далее для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц использовались сначала соляная (HCl), затем фтористоводородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц на каждой стадии химической обработки препараты фильтровались через сито с диаметром пор 7–10 мкм при помощи ультразвуковой установки «Сапфир-1.3». Постоянные препараты подготовлены с использованием глицерин-желе и парафина по общепринятой методике (Barss, Williams, 1973; Phipps, Playford, 1984 и др.).

Анализ препаратов проводился на микроскопах *NEOVAR 2* и *JENVAL (Carl Zeiss)* с увеличением 400× и 1000× с идентификацией в каждом образце как минимум 100 цист динофлагеллат.

В восточной части Восточно-Сибирского моря зафиксированы типичные для арктических морей низкие концентрации водных палиноморф, которые варьируют от 1360 до 4350 экз./г. В состав ассоциаций водных палиноморф входят цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, органические остатки скелетов фораминифер и других водных микроорганизмов. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Максимальные концентрации диноцист зафиксированы в проливе Лонга на ст. 281–286, т.е. в районах, подверженных отепляющему (0.5–1.0°) влиянию берингоморских вод, и соленость в которых превышает 24. Наибольшее количество пресноводных зеленых водорослей отмечено в приустьевых районах р. Колымы и в Чаунской губе.

Анализ видового и количественного состава водных палиноморф восточной прибрежной части Восточно-Сибирского моря позволил выделить две ассоциации. Различия их видового состава обусловлены, главным образом, градиентами солености и температуры поверхностных вод.

Первая ассоциация водных палиноморф характерна для района между Чаунской губой и проливом Лонга (соленость 27–29). Здесь зафиксировано относительно высокое содержание водных палиноморф – до 4350 экз./г. Концентрации цист динофлагеллат варьируют от 2120 до 3731 цист/г, что особенно интересно, так как данный район Восточно-Сибирского моря характеризуется наиболее суровой ледовой обстановкой на шельфе арктических морей и низкими температурами поверхностных вод. Здесь определены 11 видов диноцист. Наряду с такими холодноводными арктическими видами, как *Islandinium minutum*, *I.? cezare* s.l., *Echinidinium karaense* в видовом составе диноцист характерно относительно высокое содержание (до 250 цист/г) *Operculodinium centrocarpum* и цист *Pentapharsodinium dalei*. Кроме того, единично встречаются относительно тепловодные

Spiniferites elongatus, распространение которых в восточном секторе Арктики ограничено водами беринговоморского течения. Зеленые водоросли представлены видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus* cf. *braunii*, характерными для рек Сибири. Их суммарное количество крайне невелико и составляет в среднем 125 экз./г. Также в этом районе отмечено высокое содержание органических остатков фораминифер – до 411 экз./г.

По полученным данным выполнена оценка распределения значений АН-критерия и CD-критерия, которые в настоящее время находят все более широкое применение в палеореконструкциях гидрологических условий в арктических морях (Mudie, 1992; Matthiessen et al., 2000; Mudie, Rochon, 2001). В поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря значения критериев находятся в четкой зависимости от параметров поверхностных водных масс и речного стока. CD-критерий представляет собой отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат (Matthiessen et al., 2000; Клювиткина, Баух, 2006). Его значения в этом регионе крайне низкие и составляют в среднем 0.04, что подтверждается относительно низким поступлением в этот район моря пресных вод. АН-критерий представляет собой отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaparsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов (Mudie, 1992; Mudie, Rochon, 2001). Значения АН-критерия в этом районе моря достигают 0.2, что несомненно указывает на присутствие некоторого тепляющего влияния беринговоморских вод в этой части Восточно-Сибирского моря.

Вторая ассоциация водных палиноморф характерна для прибрежных районов р. Колымы и Чаунской губы, где соленость поверхностных вод не превышает 24. Здесь содержание водных палиноморф снижается и составляет в среднем 2321 экз./г. Концентрации диноцист составляют 1220 цист/г, и резко снижается их видовое разнообразие. В видовом составе диноцист преобладают характерные для арктических морей цисты гетеротрофных холодноводных эвригаллиных видов динофлагеллат *Islandinium minutum*, *I. ? cesare* s.l., *Echinidinium karaense*. Эти виды адаптированы к условиям низкой солености поверхностных вод и характерны для полярных и субполярных широт северного и южного полушарий. Обычно их высокое процентное содержание в осадках характерно для районов с продолжительным ледовым покровом (более 9–10 месяцев в году) и летними температурами, редко превышающими 7°C (Rochon et al., 1999; De Vernal et al., 2001; Marret, Zonneveld, 2003). Концентрации пресноводных зеленых водорослей, напротив, возрастают и составляют здесь в среднем 503 экз./г. Их высокая численность, а также высокое содержание акритарха *Radiosperma corbiferum* (400 экз./г) объясняется обильным речным стоком и его опресняющим воздействием на прибрежные воды.

Значения CD-критерия в этом районе моря в результате опреснения повышаются и составляют в среднем 0.39. АН-критерий, напротив, не превышает 0.02, что указывает на отсутствие влияния беринговоморских вод и преобладание в составе диноцист холодноводных гетеротрофных видов.

В поверхностных осадках Чукотского моря водные палиноморфы также включают цисты динофлагеллат и зеленые водоросли, а также органические остатки скелетов фораминифер. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Отмечено уменьшение концентраций диноцист по направлению с юга на север и с востока на запад. Во всех изученных образцах преобладают цисты автотрофных видов динофлагеллат, в отличие от морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Практически во всех образцах доминируют *Operculodinium centrocarpum* (арктический подвид) и цисты *Pentaparsodinium dalei*, однако присутствуют и такие виды, как *Spiniferites elongatus* s.l., *Brigantedinium* spp., *Selenopemphix nephroides*, *S. quanta* и *Spiniferites ramosus*. Характерной особенностью ассоциаций цист динофлагеллат Чукотского моря является присутствие в них вида *Polykrikos kofoidii*. Данный вид, согласно предшествующим исследованиям, характерен для Северной Пацифики (Matsuoka, 1992), и, в частности, для

Берингова моря (Radi et al., 2001). Его обнаружение в осадках Чукотского моря может свидетельствовать о поступлении сюда относительно теплых берингоморских вод.

Таким образом установлено, что палиноморфы восточно-арктических морей — Восточно-Сибирского и Чукотского отражают современную гидрологическую ситуацию на шельфе и могут применяться при реконструкциях позднечетвертичных морских условий, а именно поверхностной палеосолености воды, положений устьев рек и характера распределения водных масс на шельфе.

Список литературы:

Клювиткина Т.С., Баух Х.А. 2006. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*, т. 46, № 6, с. 911–921.

Barss M.S., Williams G.L. 1973. Palynology and nanofossil processing techniques // *Geol. Surv. Can.*. Paper 73–26, pp. 1–25.

De Vernal A., Henry M., Matthiessen J., et al. 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new ‘n= 677’ data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // *Journal of Quaternary Science*, vol. 16 (7), pp. 681–698.

Marret F., Zonneveld K.A.F. 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // *Review of Palaeobotany and Palynology*, vol. 12, pp. 1–200.

Matsuoka K. 1992. Species diversity of modern dinoflagellate cysts in surface sediments around the Japanese islands. In: Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, pp. 33–53.

Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. 2000. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // *International Journal of Earth Sciences*, № 89, pp. 470–485

Mudie P.J. 1992. Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, pp. 347–390.

Mudie P.J., Rochon A. 2001. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // *Journal of Quaternary Science*, vol. 16(7), pp. 603–620.

Phipps D., Playford G. 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // *Papers Geol. Univ. Queensland*, vol. 11, pp. 1–23.

Radi T., de Vernal A., Peyron O. 2001. Relationships between dinoflagellate cyst assemblages in surface sediment and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas // *Journal of Quaternary Science*, № 16(7), pp. 667–680.

Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L., Matthiessen J., Head M.J. 1999. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series*, vol. 35, 146 p.

Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // *Pollen and Spores*, vol. 13. pp. 616–621.

**ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КВАРТЕРА УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ
(БАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ)**

В.Л. Коломиец^{1,2}, Р.Ц. Будаев¹

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, kolom@gin.bscnet.ru

² Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

**LITHO-STRATIGRAPHIC AND PALEO GEOGRAPHIC ANALYSIS OF THE
QUATERNARY SEDIMENTS IN THE UST-SELENGA BASIN (BAIKAL SIBERIA)**

V.L. Kolomiets^{1,2} R.Ts. Budaev¹

¹ Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

² Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Выявление обстановок морфо- и седиментогенеза мощных осадочных песчаных толщ является одной из фундаментальных проблем плейстоценовой истории Байкальской Сибири. Особенностью их распространения является принадлежность речным долинам и межгорным впадинам, которые дренируются реками байкальского направления стока. Усть-Селенгинская впадина расположена между поднятиями хребтов Хамар-Дабан и Морской, которые обрамляют ее с юга и востока. Западный край ее примыкает к озеру Байкал, а северную оконечность венчает многорукавная дельта р. Селенга. Днище выполнено мощной толщей кайнозойских отложений. Речные и озерно-дельтовые пески квартера относятся к двум террасовым комплексам – высокому: VI (высота 40–50 м), V (30–35 м), IV (18–25 м) террасовые уровни и низкому: III (12–15 м), II (10–12 м), I (7–8 м) надпойменные террасы.

Фооновская (шестая) эрозионно-аккумулятивная надпойменная терраса р. Селенги исследована в 40-метровом ее уступе на восточной окраине с. Фооново в 0.8 км от русла Селенги. Мощность песков здесь около 25–30 м, коренной цоколь на 10–15 м состоит из гранито-гнейсов и гранитов. Вскрытая до глубины 5.3 м толща на интервале 0.0–3.2 м имеет вторичную эоловую проработку и сложена песчаными алевритами и мелкозернистыми алевропесками. Ниже по разрезу залегают осадки аквального генезиса, которые по структурно-текстурным свойствам подразделяются на три литологических горизонта.

Первый и третий горизонты (интервалы 3.2–3.6 и 4.5–5.3 м соответственно) представлены субгоризонтально-слоистыми песчаными алевритами (средневзвешенный размер частиц, $x=0.13$ мм). Второй горизонт (3.6–4.5 м) сформирован мелкозернистыми алевропесками ($x=0.16$ – 0.18 мм) субгоризонтальной текстуры. По стандартному отклонению ($\sigma=0.09$ – 0.11) и коэффициенту сортировки Траска ($S_0=1.42$ – 1.56) осадки хорошо и умеренно сортированы. Данный факт определяет достаточную длину перемещения частиц перед их накоплением. По коэффициентам асимметрии – Траска ($S_k<1$) и статистическому ($\alpha>0$) мода сдвинута в сторону крупных частиц, что свидетельствует о повышенном динамизме среды седиментации. Напротив, для второго горизонта имеет место модальный перекося в сторону мелких частиц ($S_k>1$) с правосторонним по отношению к медиане ее местонахождением, что фиксирует сравнительно невысокую степень энергетического баланса осадочного бассейна. Положительные параметры эксцесса ($\tau=7.15$ – 13.4) указывают на его постоянство, устойчивое поступление сюда новых, но не больших порций дезинтегрированного вещества. Значения коэффициента вариации песков ($v=0.50$ – 0.77) устанавливают аквальный характер среды осадконакопления и относятся к комплексному лимно-аллювиальному генотипу.

Песчаные алевриты и алевропески аккумуляровались в неглубоких (до 1.5 м) озерных проточных водоемах. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера рыхлые наносы, характеризовались равнинным типом естественных блуждающих русел (число Фруда, $Fr=0.02$ – 0.03) с площадью водосбора >100 км² и свободного течения воды (коэффициент шероховатости, $n=44.25$ – 46.91) при близком впадении в конечный водоем (число Лохтина, $\Lambda=1.96$ – 2.22). Диапазон зерен и высокое содержание алевритов указывает на отложение осадков на литорали озерных водоемов с преобладанием прибрежных фаций лимнической макрофагии.

Пятая эрозионно-аккумулятивная терраса высотой 30–35 м средненеоплейстоценового возраста (первая половина, РТЛ-дата (ГИН СО РАН-856) – 243 ± 25 тыс. л.н., самаровское время) распространена вдоль северного макросклона хребта Хамар-Дабан. Разрез ее детально изучен в приустьевой части р. Вилюйка (п. Селенгинск).

Верхняя толща террасы вскрытой мощностью до 6 м выполнена песчаным материалом субгоризонтально-слабонаклонного залегания (четыре литологических горизонта). Первый горизонт мощностью 1.3 м представлен тонкозернистым бестекстурным песком эолового генезиса. Второй горизонт (интервал 1.3–3.5 м) сложен мелкозернистым алевропеском ($x=0.15-0.20$). Третий горизонт (3.5–5.5 м) сформирован алевритово-мелкозернистым ($x=0.22-0.26$) и средне-мелкозернистым ($x=0.28$) песком наклонной и дельтовой (S-образной) текстуры. Четвертый горизонт (5.5–6.0 м) состоит из наклонно- и S-образнослоистого мелкозернистого алевропеска ($x=0.17$ мм). Осадки данной толщи характеризуются совершенной, очень хорошей и хорошей сортировкой ($S_0=1.27-1.47$; $\sigma=0.12-0.16$), что отражает большую длину их перемещения в бассейне седиментации. Кроме того, они имеют асимметричное распределение со сдвинутой в сторону мелких ($S_k > 1$, $\alpha > 0$) частиц модой, что определяет сравнительно невысокую степень энергетического баланса среды аккумуляции. Тектонические условия осадконакопления были относительно стабильными с определенным дефицитом поступающего вещества ($\tau=3.6-41.7$). Коэффициент вариации определяет происхождение данных отложений ($v=0.69-0.84$), как аквальное. Условия среды седиментации этой толщи характеризуются наличием неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектов (1.4–2.2 м) с палеопотоками равнинного типа ($Fr < 0.1$), имеющими постоянное, сравнительно чистое русло с отсутствием органических остатков ($n=41-43$) и площадью водосбора не менее, чем 100 км^2 в его придельтовом положении ($\Lambda=1.72-2.10$). Фациальная природа осадков – береговые, прибрежные фации лимнической, а также подгруппа русловых нестречневых фаций речной макрофафии.

Вскрытая до глубины 11 м нижняя толща представлена алевритово-псаммитовым материалом, структурно-текстурные отличия позволяют разделить его на 5 литологических горизонтов. Первый горизонт (интервал 3.2–5.5 м) выполнен алевритово-мелкозернистыми песками ($x=0.23$). Второй горизонт (5.5–6.1 м) сложен маломощными наклонно-слоистыми алевритисто-средне-мелкозернистыми песками ($x=0.39$). Третий горизонт (6.1–7.3 м) представлен алевритово-мелкозернистыми песками с наклонной текстурой ($x=0.27$). Отложения четвертого горизонта (7.3–9.2 м) состоят из алевритово-мелкозернистого песка и алевропеска ($x=0.20-0.24$). Пятый горизонт (9.2–12.2 м) сформирован субгоризонтальным и слабоволнистым мелкозернистым алевропеском ($x=0.14-0.15$ мм). Осадки имеют хорошую сортировку ($S_0=1.23-1.62$; $\sigma=0.1-0.31$), вариация распределений сдвинута как в сторону крупных ($S_k < 1$, преобладание крупнозернистых частиц), так и мелких частиц ($S_k > 1$, преимущество тонкодисперсных частиц). Значения эксцесса положительны ($\tau=1.78-11.02$), что указывает на определенную стабильность среды образования отложений. Коэффициент вариации составляет $v=0.66-0.86$ и подтверждает водное происхождение изучаемых осадков, которые принадлежат сектору перекрытия аллювиального и лимнического генезиса ($v < 0.8$) большей части разреза, а также отдельным прослоям речного происхождения ($v > 0.8$). Местом аккумуляции субстрата являлся стационарный озеровидный проточный водоем глубинами 1.3–2.2 м с наличием сети палеопритоков. По числу Фруда они относились к равнинному ($Fr < 0.1$) типу постоянных, достаточно оформленных русел с водосборной площадью $> 100 \text{ км}^2$, свободным течением воды в придельтовых условиях состояния ложа ($n=39-46$; $\Lambda=1.57-2.13$).

Байкало-кударинская (четвертая) надпойменная терраса р. Селенги высотой 18–19 м (финал среднего неоплейстоцена) распространена вдоль северо-восточного макросклона Морского хребта и вытянута полосой 1–3 км ширины в придельтовой части Усть-Селенгинской впадины. Разрез террасы глубиной 16 м, состоящей из песчаного материала семи литологических горизонтов, изучен в 3 км восточнее с. Байкало-Кудара.

Первый горизонт (интервал 0.75–3.75 м) сложен мелкозернистыми песками ($x=0,2-0,22$ мм) субгоризонтальной слоистости. Стандартное отклонение σ , а также коэффициент сортировки Траска ($\sigma<0.1$; $S_0=1.19-1.25$) характеризует данные осадки как особенно хорошо и совершенно сортированные, длина транспортировки при этом существенно возросла. Коэффициент асимметрии со сдвинутой модой, как в сторону мелких ($S_k=1.04-1.07$), так и крупных зерен ($S_k=0.92-0.97$), близких в целом к 1 (симметричный эмпирический полигон распределений (ЭПР), когда значения моды и медианы осадка совпадают), устанавливает невысокие энергетические уровни живых сил среды седиментации. Эксцесс положителен, свидетельствует о более-менее стабильной динамике привноса материала и относительно спокойном тектоническом режиме. Значения коэффициента вариации v попадают в поле от 0.34 до 0.39 и подтверждают водный, чисто лимнический, генезис отложений. Накопление песков совершалось в неглубоких (до 1.15 м) озерных проточных водоемах. Размерность частиц и почти полная алевритово-песчаная структура (95–98%) определяет формирование данных осадков в прибрежной и прибрежно-приглубой полосе акватории лимнических водоемов с преобладанием приглубых и прибрежных фаций озерной макрофации.

Второй – шестой литологические горизонты (интервал 3.75–14.5 м) сформированы мелкозернистым алевропеском ($x=0.16-0.17$), алевритово-мелкозернистым ($x=0.18-0.19$) и мелкозернистым ($x=0.2-0.23$ мм) песками субгоризонтальной и наклонной текстуры. Осадки совершенно, очень хорошо и хорошо сортированы ($S_0=1.23-1.49$; $\sigma=0.07-0.16$), асимметричны ($S_k<1$) со смещением моды в сторону крупных частиц, эксцесс положителен ($\tau=5.35-312.25$). Следовательно, обстановка осадконакопления характеризовалась определенным динамизмом ($\alpha>0$), упорядочившим структуру крупнозернистой части ЭПР при значительном пути переноса в относительно стабильных условиях тектонического фона смешанной озерно-аллювиальной области седиментации ($v=0.54-0.74$). Слабоподвижное (ф-критерий устойчивости <100 единиц) русло равнинного типа ($Fr<0,1$) этого водотока находилось в естественных условиях состояния ложа со свободным течением воды ($n>42$). Число Лохтина ($\Lambda=1.91-2.06$) отражает приближение исследуемых водотоков к водоприемному бассейну в условиях близкой дельты с делением единого, крупного русла на ряд отдельных потоков.

Седьмой литологический слой (интервал 14.5–16.0 м) сформирован неясно-слоистым песчаным алевритом ($x=0.1-0.14$ мм). Сортировка – от особенно хорошей до очень хорошей ($S_0=1.20-1,36$; $\sigma=0.09-0.11$), мода имеет как левостороннюю, так и правостороннюю асимметрию ($S_k<1$; $S_k>1$), эксцесс резко плюсовой, что является показателем устойчивого тектонического режима среды осадконакопления. Коэффициент вариации по всей толще составляет от 0.81 до 0.90 и подтверждает аллювиальное происхождение изучаемых отложений. Палеодинамические характеристики определяют осадкообразовательный процесс водотоками равнинного ($Fr=0.01-0.02$) типа с постоянными руслами при близком впадении в конечный водоем ($\Lambda=2.1-2.5$).

Толща третьей террасы (12–15 м, поздний неоплейстоцен – каргинский возраст: 45000 ± 4500 – ГИН СО РАН-775; 35000 ± 5000 л.н. – ГИН СО РАН-776) имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена косослоистыми галечниками и крупно-грубозернистыми песками с гравийными включениями. Осадки верхней части, вскрытой до глубины 8 м в районе п. Ильинка, представлены широким тонкообломочным разнообразием – от песчаных алевритов ($x=0.08-0.10$), алевропесков ($x=0.16-0.17$), алевритовых песков ($x=0.18-0.20$) до средне-мелкозернистых алевритовых песков ($x=0.22$ мм). Коэффициенты сортировки S_0 , σ составляют 1.26–1.48 и 0.04–0.22 соответственно, и характеризуют осадки как совершенно, очень хорошо, хорошо сортированные, что отражает значительное расстояние транспортировки. Значения эксцесса положительны ($\tau=3.41-38.74$), что указывает на некую стабильность этой среды, постоянное поступление новых небольших порций наносов в бассейн осадконакопления. Величина коэффициента вариации v по всей

толще составляет 0.54–0.76 и свидетельствует об аквальном происхождении изучаемых осадков области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса ($0.4 < v < 0.8$).

Накопление осадков террасы происходило в озеровидных, неглубоких (до 2 м) водоемах при наличии разветвленной фуркирующей сети проток р. Пра-Селенга со слаботурбулентным гидрологическим режимом. По величине числа Фруда водотоки относились к равнинному ($Fr < 0.1$) типу постоянных, в достаточной степени оформленных русел с водосборной площадью $> 100 \text{ км}^2$, свободным течением воды ($n = 42.8\text{--}50.7$). Фациальная причастность осадков третьей террасы неоднозначна – алевритово-песчаные разновидности аккумуляровались в акватории озерного водоема со слабым волнением и придонным течением (лимническая макрофация), а средне-мелкозернистые пески приносились мигрирующими речными потоками с пониженными скоростями движения воды (речная макрофация).

Вторая надпойменная терраса (10–12 м, позднекаргинская, 27000 ± 3500 – ГИН СО РАН-779 и раннесартанская, 22000 ± 5500 л.н. – ГИН СО РАН-777 эпохи) как и третья, состоит из двух толщ. Низы сложены слоистым псефитово-псаммитовым материалом, верхи – песчано-алевритовыми осадками. В строении основания террасы, изученного в приустьевой части р. Итанца принимают участие гравийно-галечно-песчаные смеси ($x = 9.55 \text{ мм}$). Небольшую дальность переноса и повышенную скорость седиментации диагностирует плохая сортировка или ее полное отсутствие ($S_0 = 5.88$, $\sigma = 11.92$). Экссесс отрицательный ($\tau = -0.88$), что определяет дисбалансированность хода тектонических событий, которая способствовала росту экзогенных сил, в первую очередь, усилению эрозии и склоновых процессов. Показатель коэффициента вариации $v = 1.25$ принадлежит полю одноподвижных постоянных потоков с сезонным колебанием водности ($v > 0.8$). Здесь получили развитие крупные горные потоки ($Fr = 0.47$), извилистым крупногалечным строением ложа и беспокойным быстрым течением ($n = 22.9$). Следовательно, осадки этого уровня принадлежат русловой группе фаций – аллювиальной русловой грядовой с подчиненной ролью в разрезах пойменных песков.

Верхняя толща мощностью 7 м, изученная в карьере на р. Ловцова южнее п. Ильинка, наращивает разрез отложений II-й террасы и сложена массивной лессовидной супесью (залегание 0.0–1.8 м), субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистым песчаным алевритом (1.8–3.2 м, $x = 0.12\text{--}0.14$), ритмично-тонкослоистыми субгоризонтально-волнистыми алевритово-мелкозернистыми песками (3.8–5.2 м, $x = 0.17$) и субгоризонтально-наклонными мелкозернистыми песками (5.2–7.0 м, $x = 0.19 \text{ мм}$). Текстура выдержана по простиранию. Путь перемещения осадков в среде седиментации имел достаточную длину, что отразилось в значениях сортировки осадков – от особенно хорошей (максимально возможная степень отсортированности материала) до очень хорошей ($S_0 = 1.18\text{--}1.41$; $\sigma = 0.08\text{--}0.12$). Динамика этой среды в целом не отличалась высоким потенциалом, имели место небольшие вариации в сторону его усиления ($S_k < 1$; $\alpha > 0$) или же ослабления ($S_k > 1$; $\alpha > 0$) на фоне стабильности протекания процессов эндогенеза ($\tau > 0$, $\tau >> 0$) в аквальных условиях (речные – $v > 0.8$ на интервале 1.8–3.2 м, смешанные, озерно-речные $0.4 < v < 0.8$ на интервале 3.2–5.9 м и озерные $v < 0.4$ на интервале 5.9–7.0). Аккумуляция верхней части толщи совершалась в мелководных (1.0–1.5 м) проточных озерных бассейнах со слаботурбулентным гидрологическим режимом водотоков, имевшим равнинный ($Fr < 0.1$) тип естественных русел в благоприятном состоянии ложа и беспрепятственного течения воды ($n > 40$). В фациальном отношении осадки принадлежат прибрежным озерным и русловым нестрешневым фациям.

Эта же терраса до глубины 7.0 м вскрыта на северо-западной окраине с. Творогово и состоит из мелкозернистых алевропесков ($x = 0.14\text{--}0.18$), песков ($x = 0.2\text{--}0.23 \text{ мм}$) субгоризонтальной и слабонаклонной текстуры (6 литологических горизонтов). Венчающий горизонт на интервале 0.0–2.25 м являет собой ветровое образование. Для ниже залегающих пачек характерна четкая цикличность их генезиса: 1-я (2.25–3.3), 3-я (4.35–6.0) и 5-я (6.6–7.0) имеют комплексное, аллювиально-озерное происхождение ($v > 0.4$), а 2-я (3.3–4.35) и 4-я (6.0–6.6 м) – лимническое ($v \leq 0.4$). Смешанные горизонты аккумуляровались в обстановке

неглубокого озера (0.8–1.3 м) с естественными ($n > 43$) притоками равнинного ($Fr = 0.02–0.03$) типа, что способствовало накоплению прибрежно-береговых и пойменно-прирусловых фаций. Прибрежный лимний данной террасы формировался в озерах с малыми глубинами – 0.9–1.2 м.

Первая надпойменная терраса (7–8 м) финально-неоплейстоцен-раннеголоценового возраста описана в береговом уступе к северу от с. Татаурово. Характерна двучленность строения – сверху залегают тонкообломочные породы – песчаные алевриты ($x = 0.07$), мелкозернистые алевропески ($x = 0.1$) и пески ($x = 0.19$), ниже, с глубины 2.5 м – галечники с малыми валунами и гравийно-песчаным заполнителем ($x = 13.5$ мм). Отложения верхней толщи совершенно и хорошо сортированы ($\sigma = 0.07–0.19$), положение моды и медианы осадка не совпадает – присутствует перекосяк в сторону мелких частиц ($S_k > 1$), что устанавливает невысокий баланс живых сил среды седиментации при устойчивом протекании тектонических процессов (плюсовые значения эксцесса в пределах первых десятков и сотен единиц). По коэффициенту изменчивости аккумуляция алевритово-песчаных частиц происходила в водной среде – при постепенном замещении неглубоких (0.8–1.1 м) озеровидных условий на нединамичные речные. Нижняя толща накапливалась в условиях балансирования на грани «устойчивость – неустойчивость» процессов эндо- и экзогенеза (небольшие плюсовые значения эксцесса) с высоким энергетизмом ($S_k < 1$; $\alpha > 0$) при малом пути перемещения субстрата, что подтверждается полным отсутствием сортировки осадков. Значения коэффициента вариации ($v = 1.46$) определяют среду седиментации, как крупный стационарный русловой поток горно-грядового типа ($Fr = 0.46$).

Таким образом, осадки высоких террасовых уровней (VI – IV-й) аккумуляровались в маловодных проточных стационарных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (субгоризонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации) и поступательных слабо мобильных подпорных речных потоках в дельтовых и придельтовых условиях положения русла (наклонно- и косослоистые мелко-среднезернистые пески русловых и пойменных фаций речной макрофации). Продолжительный период озерных условий осадконакопления во впадине следует соотносить в первую очередь с ингрессиями вод Байкала (не менее 3-х) в прилегающие понижения его горного обрамления на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных движений 3-х фаз тектонической активизации – от позднеприморской (800–700 тыс. лет) до хубсугульской (600–300 тыс. лет) и тыйской (150–100 тыс. лет) [1, 2].

Низкие надпойменные террасы (III – I-я) Усть-Селенгинской впадины имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух литологически отличных толщ – нижней, песчано-грубообломочной аллювиального и верхней, алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения. На основании выявленных особенностей протекания процессов седиментации на протяжении от каргинского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом, во впадине установлено несколько мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления осадков в которых была примерно равной. Реки, транспортировавшие рыхлый материал, за это время также неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. В полном соответствии с вышеуказанным положением находится фациальная природа исследуемых отложений, принадлежащая двум основным макрофациям – речной (русловые и пойменные фации) и озерной (береговые и прибрежные фации). Одной из возможных причин возникновения лимнических обстановок образования осадков были кратковременные поднятия уровня вод Байкала.

Эта черта свойственна и другим впадинам центральной части Байкальской рифтовой зоны, открытых к озеру (Котокельская, Нижнетуркинская, Налимовская, Усть-Баргузинская) – в строении низких террас присутствуют толщи лимнического генезиса, что указывает на одни и те же неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза.

Список литературы:

- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. 2001. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. – Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал «Гео», 252 с.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. 2000. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). – Новосибирск, Изд-во «Наука», Сибирское отделение, 288 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОГО БЕРЕГА ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЕ И ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

**В.В. Колька¹, О.П. Корсакова¹, Н.Б. Лаврова², Т.С. Шелехова², А.Н. Толстоброва¹,
Д.С. Толстобров¹, Н.Е. Зарецкая³**

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия,
kolka@geoksc.apatity.ru

² Институт Геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия,
lavrova@krc.karelia.ru

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия, n_zaretskaya@inbox.ru

PALEOGEOGRAPHY OF THE WEST COAST OF THE ONEGA BAY (THE WHITE SEA) DURING THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE TIME

**V.V. Kolka¹, O.P. Korsakova¹, N.B. Lavrova², T.S. Shelekhova², A.N. Tolstobrova¹,
D.S. Tolstobrov¹, N.Ye. Zaretskaja³**

¹ Geological Institute of Kola Science Centre, RAS, Apatity, Russia

² Institute of Geology Karelian Science Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

³ Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Изучение позднеплейстоценовых-голоценовых осадков Онежского залива Белого моря ведется с середины прошлого века, как на побережье (Лаврова 1931, 1968; Девятова, 1960; Вострухина, 1962 и др.), так и в акватории (Невеский и др., 1977), в контексте восстановления палеогеографических обстановок в позднеледниковье и голоцене. Следует отметить, что стратиграфическое расчленение и возрастная интерпретация немногочисленных разрезов и колонок донных осадков длительное время базировалась, в основном на микропалеонтологических данных. Первые попытки радиоуглеродного датирования были предприняты в 70 годах прошлого века для четвертичных разрезов в долине р. Онеги и Онежском полуострове (Кошечкин, 1977), на Соловецком архипелаге (Субетто и др., 2012). В 2014 году были получены первые AMS ¹⁴С датировки для нескольких колонок морских донных осадков в районе Соловецких островов и в Двинском заливе (Полякова и др., 2014).

В данной работе представлены новые данные литологических, микропалеонтологических, ботанических и геохронологических исследований на Поморском берегу Онежского залива Белого моря в районах Сумский Посад и Малошуйка.

Район работ находится на Поморском берегу Онежского залива Белого моря (рис.1). Участок в районе села Малошуйка - в тыловой части полосы лужских краевых образований деградации поздневалдайского ледника (Лаврова, 1968; Ekman & Iljin, 1991), а участок у села Сумский Посад расположен в пределах северной части Поморского берега и прилегающей к ней части Сумозерской межлопастной (островной) ледниковой возвышенности, расположенной в зоне распространения краевых образований невской стадии (Ekman, Iljin, 1991) деградации поздневалдайского ледника.

Материалы и методы исследования Исследования районов в окрестностях поселков Сумской посад и Малошуйка должны были продолжить серию работ по изучению донных осадков малых озер, которые образовались в локальных депрессиях побережья при регрессии береговой линии Белого моря вследствие гляциоизостатического поднятия

Балтийского щита (Колька и др., 2013, 2015). Однако, в донных осадках, изученных методом изолированных бассейнов, не были обнаружены морские осадки и, соответственно, не было литологических фаций переходных от морских к пресноводным осадкам, необходимые для построения графиков относительного перемещения береговой линии моря. Полученные литологические последовательности использовались для палеогеографических исследований района. Материалом для комплексных литологических, микропалеонтологических, ботанических исследований и радиоуглеродного датирования послужили колонки 12 малых озер (7 в районе Сумского посада, 5 в районе Малошуйки), расположенных на разных гипсометрических отметках от 10 до 49 м над современным уровнем моря.

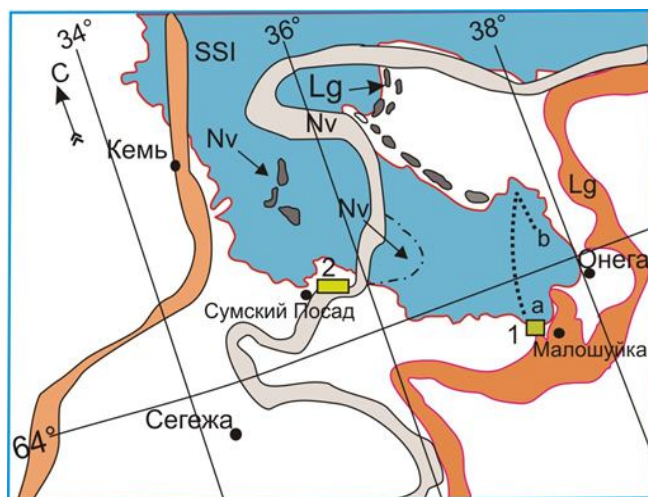


Рис. 1. Положение районов работ относительно краевых образований лужской, невской и сальпаусселькя 1 стадий дегляциации. Условные обозначения. 1- район работ Малошуйка; 2- район работ Сумский Посад. I-II – положение Южно-Онежского разреза (по Невеский и др., 1977), Lg - лужские краевые образования, Nv - невские краевые образования, SSI - краевые образования сальпаусселькя I.

Комплексное исследование последовательностей донных осадков 12 малых озер позволило провести реконструкцию палеогеографических обстановок, существовавших в районе западного берега Онежского залива в позднеледниковье и голоцене. Эти новые данные будут представлены на конференции «Пути эволюционной географии».

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00311a).

Список литературы:

- Девятова Э.И. 1960. К геоморфологии бассейна р. Онеги // Труды Коми филиала АН СССР. № 10, с. 145-155.
- Вострухина Т.М. 1962. Спорово-пыльцевая характеристика поздне- и послеледниковых отложений Онежского полуострова. Сов.геология, №9.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. 2013. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия геогр.. №1, с.73-88.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б. 2015. Палеогеографические условия осадконакопления в малых озерных котловинах Поморского берега Белого моря // Труды Карельского научного центра РАН № 3, с. 70-85.
- Кошечкин Б.И., Девятова Э.И., Каган Л.Я., Пунинг К. 1977. Позднеледниковые морские трансгрессии в Онежском Беломорье // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера европейской части СССР. Петрозаводск, с. 5-16.
- Лаврова М.А. 1931. К геологии Онежского полуострова Белого моря. // Труды геологического музея АН СССР.
- Лаврова М.А. 1968. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, с. 140-163.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. 1977. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 236 с.

Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицин А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. 2014. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН, т. 454, №4, с.467-472.

Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., ван Беек П. (van Beek P.), Суо М. (Souhaut M.), Субетто Г.Д. 2012. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // ДАН, т.446, № 2, с. 183–190.

Ekman I., Iljin V. 1991. Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines. - Geological Survey of Finland-pp.73-99.

ЛЕССОНАКОПЛЕНИЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА РАВНИНАХ ПРИАЗОВЬЯ В НЕПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Е.А. Константинов, А.А. Величко

Институт географии РАН, Москва, Россия, eakonst@rambler.ru

LOESS ACCUMULATION AND GEOMORPHIC EVOLUTION IN THE AZOV REGION IN THE MIDDLE-LATE NEOPLEISTOCENE

E.A. Konstantinov, A.A. Velichko

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Разрезы лёссово-почвенной формации (ЛПФ) представляют большой интерес для изучения плейстоцен-голоценовой морфодинамики водоразделов внеледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Установление взаиморасположения горизонтов лёссов и погребенных почв, которые служат стратиграфическими реперами, а также выявление текстурных особенностей отложений (эрозионные контакты, признаки склонового переотложения и др.) позволяют подробно реконструировать историю развития рельефа в контексте ледниково-межледниковой цикличности четвертичного периода.

Северо-Восточное Приазовье один из наиболее перспективных районов для подобных исследований. Природные береговые обнажения Азовского моря дают возможность на протяжении многих километров проследить строение лёссово-почвенной серии, что позволяет с высокой надежностью реконструировать последовательную трансформацию рельефа водоразделов за последние 400-500 тыс. лет. И здесь нельзя не отметить парадоксальность сложившейся ситуации, когда за более чем вековую историю исследований лёссов Приазовья специальных работ, посвященных палеогеоморфологическим реконструкциям, не проводилось. Большинство исследователей ограничивалось только зарисовками примерного положения стратиграфических подразделений, вскрытых в протяженных обрывах (Хохловкина, 1940; Веклич, 1968; Субазральные., 1981; и др.). В ряде случаев строились и более обстоятельные разрезы (Лебедева, 1972; Разрез., 1976). Однако все подобные работы проводились лишь на качественном уровне, на основе визуальной оценки положения горизонтов. Отчасти это упущение можно объяснить имевшейся до недавнего времени неполнотой в разработке обоснованной хроностратиграфической схемы строения лёссово-почвенной серии Приазовья. Работы последних лет (Величко и др., 2006, 2009, 2012) восполняют этот пробел.

Предложенная схема базируется на комплексе данных: соотношении с подстилающими лиманно-аллювиальными уровнями, палеофаунистических определениях, палеомагнитных характеристиках, а также данных физического датирования (^{14}C и OSL). К настоящему времени также получены детальные морфотипические характеристики разновозрастных палеопочв и диагностированы типы почвообразования. Все эти материалы позволили установить четкую последовательность этапов развития ландшафтных комплексов в

плейстоцене и провести их корреляцию с межледниковыми и ледниковыми этапами центральных районов Восточно-Европейской равнины (Величко и др., 2012). Таким образом, возникли объективные предпосылки для постановки на новом инструментальном уровне реконструкции этапов развития рельефа на базе изучения Приазовской лёссово-почвенной серии.

Для проведения палеогеоморфологических исследований был выбран ряд ключевых участков на побережье Таганрогского залива: Мелекино, Беглица, Семибалки, Шабельское. Ключевые участки принадлежат разновозрастным лиманно-аллювиальным террасовым уровням с дифференцированным по мощности и сложности строения лёссово-почвенным комплексом. Полевые работы включали инструментальную фиксацию стратиграфических подразделений в двух направлениях: вдоль береговых обрывов, а также в поперечных створах на основе данных бурения. Фиксировалось: положение кровли палеопочвенных уровней, которая здесь, как установлено (Величко и др., 2012), отвечает поверхности межледниковых этапов; эрозионные контакты в толще отложений – погребенные поверхности размыва; специфика структуры, цвета и текстуры отложений, отмечались включения и новообразования. Диагностика погребенных почв в береговом обнажении и скважинах проводилась на основе морфотипических признаков, разработанных Т.Д. Морозовой, и опиралась на детально изученный (Величко и др., 2012) с применением комплекса аналитических методов (литолого-геохимического, палеопедологического, микроморфологического, палеомагнитного, палеофаунистического) разрез – основу ключевого участка.

При анализе разрезов на трех ключевых участках (Мелекино, Семибалки и Шабельское) были выявлены общие черты строения лёссовой толщи: выклинивание мезинского педокомплекса (ПК) (основная фаза формирования – микулинское межледниковье, MIS 5e) из разреза на склонах водоразделов и в днищах малых эрозионных форм (балок и ложбин). Наиболее показательным является пример строения ЛПФ на ключевом участке Мелекино, расположенном на северном берегу Таганрогского залива вблизи г. Мариуполя. Здесь в береговом обнажении и на буровом профиле последовательность согласно залегающих лёссовых горизонтов, фиксируемых уровнями плейстоценовых палеопочв, нарушена погребенными эрозионными врезами. Эти врезы представляют собой обширные (достигают сотен метров шириной) поверхности размыва, возрастная оценка которых производится по соотношению эрозионных контактов с палеопочвами. В современном рельефе на месте врезов обычно выражены широкие ложбины, глубина которых составляет первые метры.

Такая поверхность размыва, вскрытая в центральной части берегового обнажения, погребена на глубине 3-4 метра. Эрозионный контакт, последовательно срезающий палеопочвы, маркирует поверхность максимального вреза, послемиккулинский возраст которого определяется по выклиниванию мезинского ПК. Палеоврез заполнен лёссовидным суглинком, близким по составу материалу, в котором выработана данная форма. В днище вреза, в нижней части слоя заполнения (нижний метр), можно наблюдать признаки склонового переотложения: здесь отмечена сложная волнистая слоистость и комки гумусированного суглинка. Выше материал заполнения становится более однородным, лёссоподобным. Местами эрозионный контакт подчеркнут эфемерным почвообразованием, в основном же он свободен от признаков продолжительной стабилизации поверхности. Поверхность размыва, очевидно, была быстро погребена за счет склоновой и эоловой аккумуляции. Основной этап выполнения палеовреза есть основания соотносить с поздним валдаем (MIS 2). Материал заполнения фациально замещается по разрезу валдайским лёссом, основная фаза накопления которого в Приазовье относится к концу валдайской эпохи (Величко и др., 2012). Так как аккумуляция в днище палеовреза началась сразу после его образования, можно предположить и поздневалдайский возраст максимального вреза.

Схожее с береговым обнажением строение ЛПФ мы наблюдаем и при анализе бурового профиля. Ложбина, днище которой вскрыто скважиной MEL-4, наследует послемиклулинский врез, что следует из отсутствия мезинского ПК в разрезе.

Исходя из строения разрезов, голоцен стал временем относительной стабилизации поверхности с малоинтенсивной (1-3 м) аккумуляцией склонового материала в днище эрозионных форм. О стабилизации говорит наличие мощной (до 1,5 м) голоценовой полнопрофильной почвы (чернозема), которая выстилает водораздельную поверхность, а также современные склоны ложбин и балок.

Примечательно, что в изученных разрезах эрозионные контакты имеют весьма пологий наклон (до 4-6°), а мезинский ПК оказывается смыт уже на поверхностях с крутизной в первые градусы. Это говорит о том, что выявленная поздневалдайская фаза интенсивной денудации на водоразделах выражалась не только в активизации линейной эрозии, но также и в усилении процессов склонового сноса – делювиальных и, вполне возможно, солифлюкционных (проблема конкретных механизмов сноса еще требует дополнительных исследований). Очевидно, что ландшафтно-климатические условия позднеледниковья значительно отличались от современных, при которых пологие склоны характеризуются относительно высокой стабильностью.

Практически аналогичное строение поздневалдайских палеоврезов выявлено в разрезах ЛПФ на ключевых участках южного побережья Тагнрогского залива – Семибалки и Шабельское. Существуют также данные других исследователей, говорящие о мощном (15-20 м) поздневалдайском переуглублении в днищах долин и балок, принадлежащих побережью Азовского моря (Григорьев, 1974; Сафронов, 1987). Все это указывает на то, что поздневалдайский эрозионный этап - региональное явление, связанное с существенными перестройками природного комплекса Доно-Азовского региона в конце позднего плейстоцена. Среди возможных причин, вызвавших рассмотренное явление, нами выделяются следующие: специфика климатической обстановки позднеледниковья, которая сказалась на параметрах поверхностного стока и устойчивости субстрата; а также глубокое падение базиса эрозии (Азово-Черноморского бассейна), усилившее регрессивный рост эрозионной сети.

В пределах исследуемого региона уже в первом приближении отмечается изменчивость механического состава и мощности разновозрастных лёссовых горизонтов для удаленных друг от друга участков. Для оценки пространственной изменчивости мощностей лёссовых горизонтов были определены максимальные, минимальные и средние значения зафиксированных инструментально мощностей разновозрастных лёссов на всех ключевых участках. Сравнение средних мощностей позволило установить, что лёссовые горизонты одного возраста на ключевых участках Семибалки, Шабельское и Мелекино характеризуются высоким сходством по мощности между собой. Среди участков выделяется Беглица, где наблюдается существенное увеличение (на 2-3 м) мощностей тех же лёссов.

При сравнении разновозрастных лёссов для отдельно взятых участков, отчетливо прослеживается увеличенная мощность валдайского горизонта на всех ключевых участках, что указывает на повышенную интенсивность аэральное осадконакопления в валдайскую эпоху по сравнению с предшествующими эпохами.

При сравнении механического состава отложений ключевых разрезов выявляются существенные различия по содержанию глины (< 0,005 мм) и песка (> 0,05 мм). Особый интерес представляет зона повышенной опесчаненности над крутичкой почвой в Беглицком разрезе. Эта опесчаненность внутри валдайского лёсса является уникальной среди рассмотренных разрезов и свидетельствует о повышенной интенсивности осадконакопления на относительно коротком временном отрезке. С зоной опесчаненности непосредственно связано формирование брянской почвы, которая также уникальна для Приазовья. Положение брянской почвы в разрезе позволяет оценить интенсивность лёссонакопления для отдельных этапов валдайской эпохи. Так установлено, что 4/5 валдайского лёсса накопилось только за поздневалдайский этап (MIS 2).

Таким образом, в пределах Северо-Восточного Приазовья выявляется пространственная и временная неоднородность аэральная седиментации (лессонакопления). Среди лёссовых горизонтов увеличенной мощностью на всех ключевых участках отличается валдайский лёсс. Из ключевых участков особо выделяется Беглицкий, для которого характерно существенное увеличение мощности лёссов и повышенная неоднородность механического состава отложений. Опесчаненность валдайского лёсса в нижней части беглицкого разреза может указывать на относительно кратковременную локальную фазу интенсивной седиментации (вероятно, пыльную бурю).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 16-35-60069.

Список литературы:

Величко А.А., Като Н.Р., Кононов Ю.М. и др. 2006. К оценке тренда аридизации юга России по результатам исследований разреза Семибалки-1, Приазовье // Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, С. 108-133.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др. 2009. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // ДАН, Т. 428, № 6. С. 815–819.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. 2012. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, Т. 445. № 4. С. 464-467.

Веклич М.Ф. 1968. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка. 238 с.

Григорьев А.В. 1974. Северное Приазовье. Геологическое строение // Геология Азовского моря. Киев: Наукова Думка, с. 32-35.

Лебедева Н.А. 1972. Антропоген Приазовья. // Тр. ГИН АН СССР, вып. 215, М.: Наука, 136 с.

Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья. 1976. Ред. К.К. Марков. М.: Изд-во Моск. ун-та, 159 с.

Сафронов И.Н. 1987. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов-на-Дону: изд-во Ростовского ун-та, 160 с.

Субаэральные отложения Северного Приазовья. 1981. Ред. Мацуй В.М., Христофорова Т.Ф., Шелкопляс В.Н. Киев: Наук. думка, 152 с.

Хохловкина В.А. 1940. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом // Тр. ГИН АН СССР, вып. 28, геол. серия (№ 8), с. 71-89.

НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АГАН-ПУРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

С.Е. Коркин¹, Е.А. Коркина^{1,2}

¹Нижевартовский государственный университет, Нижневартовск, Россия, egf_nv@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
enaknv@gmail.com

SOME PALEOGRAPHIC FEATURES OF THE AGAN - PUR RIVER INTERFLUVE

S.E. Korkin¹, E.A. Korkina^{1,2}

¹Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia

²Saint Petersburg state university, Saint Petersburg, Russia

Аган – Пурское междуречье, располагаясь в самой низкой части Сибирских Увалов Западно–Сибирской равнины, вызывает интерес у исследователей (Земцов, 1976; Малолетко, 2008) связанный с морфолитогенной особенностью: понижением в рельефе и узостью расчленения Аган – Пурского междуречья – в этом месте Сибирские Увалы имеют ширину около 4 км.

Сибирские Увалы представляют собой вытянутую в широтном направлении гряду, ориентированную параллельно широтному отрезку р. Обь. Краевые максимальные точки

гряды имеют абсолютные отметки 191 м на западе и на востоке 171 м. Сибирские Увалы расчленены Аган – Пурским междуречьем, имеющим здесь абсолютные высоты 90 – 110 м, здесь это место представляет собой ложбину. На востоке Сибирские Увалы переходят в Верхнетазовскую возвышенность, с абсолютными отметками 220 м. На фоне общей выравненности центральной части Западно-Сибирской равнины генезис Сибирских Увалов вызывает у исследователей разногласия (Архипов, 1997; Волков, 1997; Зольников и др. 2003; Кузин, 2005). Морфолитогенная особенность Аган – Пурской ложбины заключается в признаках наличия палеорула и отличается от долины Оби (Малолетко, 2008).

Аган – Пурское междуречье имеет северное направление и представляет собой, возможный «пролив», разделяющий гряду Сибирских Увалов на две части. Водораздельная часть Сибирских Увалов в Аган – Пурском междуречье представлена комплексом верховых болот грядово-озеркового типа, в основном, поверхность представлена абсолютными отметками 90 м, непосредственно урез озера представлен абсолютными отметками 103 м (рис. 1). Озеро даёт начало рекам: в северном направлении р. Етыпур, которая является левым притоком р. Айваседапур бассейна р. Пур и в южном направлении – р. Тагрёган, правому притоку р. Мохтикьяун бассейна р. Аган. Поверхность исследуемой Аган – Пурской ложбины образована торфяными породами, лежащими на позднеолигоценых породах. Эти породы отличаются от неогеновых и раннеплейстоценовых отложений, слагающих поверхность Сибирских Увалов. Рельеф краевых частей увалов, представленный плакорными участками, имеет форму холмов, покрытых песчано-валунно-галечным плащом, занятых сосново-лишайниковым лесом (Коркин, 2008).

Реконструкция процессов формирования этой ложбины является одним из ключевых вопросов в общей проблеме генезиса Сибирских Увалов и центральной части Западно-Сибирской равнины. Это послужило мотивом для исследования геолого-геоморфологического строения краевых частей Сибирских Увалов и непосредственно ложбины Аган – Пурского междуречья. Геологическое строение разреза восточной краевой части Сибирских Увалов показывает наличие в её пределах валунно-галечникового плаща:

1-й слой, мощность 60 см. Почва – подзол иллювиально-железистый. ВГ – горизонт насыщен валунами 60 %, галькой 30 % и гравием 10 %.

2-й слой, мощность 55 см. Песок светло-желтый, среднезернистый, форма зерен овальная, окатанность средняя, минеральный состав представлен: кварцем 70 %, полевым шпатом 25 %, темноцветными минералами 5 %, горизонтальная слоистость Fe-Mn псевдофибр переходит в диагональную слоистость.

3-й слой, мощность 75 см. Песок светло-серый, среднезернистый с наличием крупнозернистых частиц, окатанность средняя, минеральный состав представлен: кварцем 80 %, полевым шпатом 15 %, темноцветными минералами 5 %, слоистости нет.

4-й слой, мощность 30 см. Песок темно-серый с охристой окраской, среднезернистый, окатанность средняя, минеральный состав представлен: кварцем 90 %, полевым шпатом 5 %, темноцветными минералами 5 %, п Fe-Mn присутствие неясных псевдофибр.

Ложбина Аган–Пурского междуречья представлена сформированными комплексами олиготрофных болот со средней мощностью торфа 1,73 м. Тип залежи представлен переходным торфом со степенью разложения 32 % и зольностью 6,6 %.

Непосредственные геолого–геоморфологические исследования заболоченной долины реки Етыпур показали следующие результаты. Отметка уреза воды на 13.06.2014 составила 99 м. Современное русло р. Етыпур в месте наблюдения имеет ширину 12 м с глубиной в центре 0,9 м. На левом берегу реки произведено зондирование в трех точках. Результаты зондирования показали, что мощность торфа изменяется от 2,24 м на первой точке с отметкой высот 101 м до 1,30 м на третьей точке отметкой высот 101 м. На второй точке было выявлено наличие водного слоя на глубине 0,8 м, перекрытого торфом мощностью 0,9 м, на глубине 1,7 м вскрыт песок темно-серый с бурым оттенком, среднезернистый с преобладанием кварца. На всех изученных точках под торфом вскрыт песок без валунно-галечникового материала. На правом берегу перпендикулярно руслу заложен профиль, где

произведено маршрутное описание с привлечением нивелирования. На расстоянии 10 м от русла располагается пойма с отметками поверхности 99,5 м, далее пойма переходит в болото низинного типа с мощностью торфа до 1 м. В 47 м от русла р. Етыпур болото низинного типа сменяется на верховое грядово-озерковое болото с отметками поверхности 102,5 м, где гряды превышают высоту мочагин на 0,75 м, мелкие озера имеют глубину 0,16 м. На расстоянии 145 м от современного русла поверхность плавно изменяется в сторону повышения, и на расстоянии 212 м от русла поверхность имеет абсолютные высоты 106 м (Коркин, 2015).

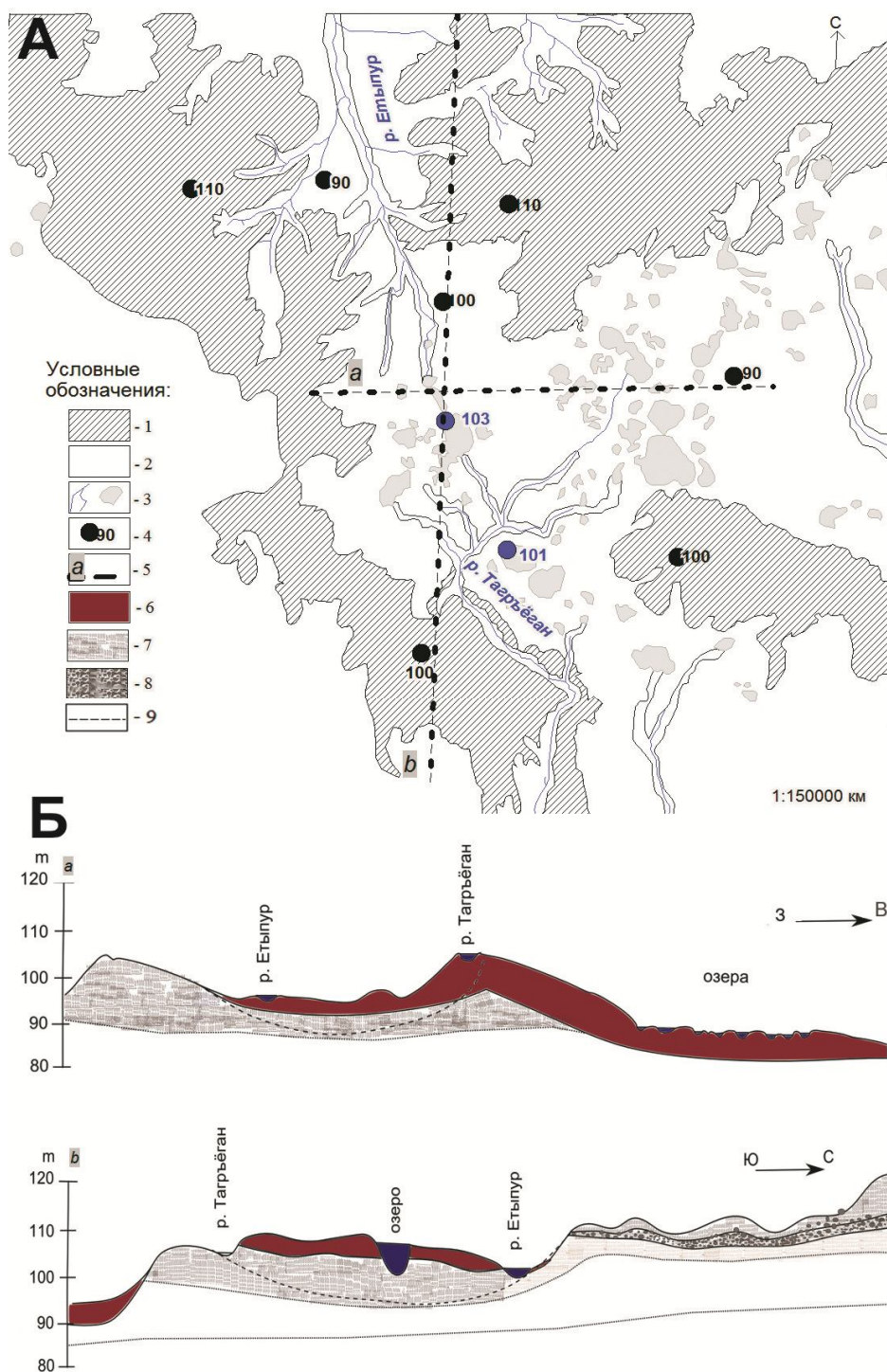


Рис. 1. Карта-схема Аган-Пурского междуречья (А) и геолого-геоморфологические профили (Б). 1 – плакеры, занятые сосново-лишайниковым лесом; 2 – болота грядово-озеркового типа; 3 – реки, озера; 4 – высоты; 5 – линия профиля; 6 – торфяные породы; 7 – песчаные породы; 8 - песчано-валунно-галечный материал; 9 - палеорусло.

На основании проведенного зондирования и профилирования можно сделать вывод, что ширина русла р. Етыпур до начала торфонакопления могла составлять до 300 м с глубинами до 3 м. В среднем неоплейстоцене ширина потока изменялась от 2 км до 800 м с глубинами 5–6 м. Исследования А.А. Земцова (1976) доказывают, что по этой ложбине осуществлялся сток речных вод с юга. По его мнению, этот сток происходил не в МИС-8, а в период распада ледников МИС-6 (тазовской стадии). По другим данным (Динамика ..., 2002) север Западной Сибири в МИС-5 испытывал тектоническое прогибание, что привело к формированию мелководного бассейна с глубинами 50 м на всем Обь-Енисейском междуречье вплоть до Сибирских Увалов.

Современный морфолитогенез Аган-Пуровской ложбины представлен озерно-болотным генезисом на песках, без наличия валунно-галечного материала, на плакорных участках сложенных песком с валунно-галечниковым материалом, почвообразование проходит по подзолистому типу. Болотообразование и торфонакопление являются главными факторами преобразования рельефа, так как эти процессы способны коренным образом изменять рельеф ложа болот и создавать своеобразный современный рельеф.

Список литературы:

Архипов С.А. 1997. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, т. 38, № 12, с. 1863-1884.

Волков И.А. 1997. Пределы распространения Сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика, т. 38, № 6, с. 1049-1054.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен – элементы прогноза. 2002. Вып. 1. Общая палеогеография. Ред. А.А.Величко. М.: ГЕОС, 296 с.

Земцов А. А. 1976. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Северная и центральная части). Томск: ТГУ, 344 с.

Зольников И.Д., Гуськов С.А., Орлова Л.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К. 2003. Ведущие факторы морфолитогенеза в позднечетвертичной истории Западной Сибири // Геология и геофизика, т. 44, № 5, с. 491-495.

Коркин С.Е. 2008. Природные опасности долинных ландшафтов Среднего Приобья: Монография. Нижневартовск: изд-во Нижневарт. гуманит. ун-та, 226 с.

Коркин С.Е. 2015. Особенности морфолитогенеза в районе Аган-Пуровского междуречья // Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.). – Иркутск: изд-во Ин-та им. В.Б. Сочавы СО РАН, с. 234-236.

Кузин И.Я. 2005. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб.: изд-во Гос.полярной академии, 176 с.

Малолетко А.М. 2008. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Томский гос. Ун-т, 288 с.

**МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ
РАЗРЕЗА ЯМСКАЯ СТЕПЬ (БЕЛГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

М.А. Коркка¹, А.В. Русаков², С.М. Багрова², Г.В. Рыбин²

¹ФГБУ ГЗ «Белогорье», Белгородская обл., Россия, maria.a.korkka@gmail.com

²СПбГУ, Санкт Петербург, Россия,

spp-06@mail.ru, svetlana.m.bagrova@gmail.com, georybin@gmail.com

**MORPHOLOGICAL STRUCTURE AND STRATIGRAPHY
OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOSOILS
OF THE YAMSKAYA STEPPE SITE (BELGOROD REGION)**

M.A. Korkka¹, A.V. Rusakov², S.M. Bagrova², G.V. Rybin²

¹FSBC SR «Belogorie», Belgorodskaya reg., Russia,

²St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Изучение разреза Ямская степь (ФБГУ ГЗ «Белогорье», Белгородская обл.) было начато в 2006 г., в рамках почвенно-географических исследований заповедника. В течение 7-ми лет разрез служил объектом открытой экспозиции для демонстрации целинного (косимый участок) миграционно-мицелярного чернозема, сформированного на лессовидных суглинках – типичного представителя нераспаханного участка луговой степи в пределах южного ската Среднерусской возвышенности. Начиная с 2014 г. первоначальный разрез был углублен до ~6.5 м и существенно расширен с целью изучения лессово-почвенного комплекса, сформированного за хроноинтервал последнего макроцикла (т.е. за последние ~150 тыс.л.). Немаловажную ценность имеет тот факт, что разрез приурочен к плоской поверхности местного водораздела, что минимизирует поступление аллохтонного материала в результате склоновых процессов в пределах места исследования.

Вскрытая сложноорганизованная почвенно-седиментационная толща, подстилаемая олигоценовыми песками, включает почвы и педоседименты позднего плейстоцена и голоцена. Ниже приводится сводное морфологическое описание и педостратиграфия этого уникального разреза – первые фактические результаты, требующие дополнительного комплексного изучения.

Нами выделены следующие этапы формирования гетерохронной толщи:

- голоценовый целинный миграционно-мицелярный чернозем, сформированный в поздневалдайских лессовидных суглинках (МИС1 и МИС2 [МИС - Морская Изотопная Стадия]);
- брянская палеопочва (МИС3), представленная двумя ритмами почвообразования, профили которых нарушены процессами криогенеза;
- ранневалдайская пачка (МИС4), представленная двумя педоседиментами инициального полугидроморфного педогенеза, подстилаемыми супесью;
- две ранневалдайские гидроморфные палеопочвы (МИС5a-d): маломощная серогумусовая и темногумусовая глеевая;
- серия горизонтов [BTg1]–[BTg2]–[G] микулинской межледниковой почвы (МИС5e), сформированной на двучленном наносе (лессовидные суглинки – олигоценовые пески).

Ниже рассмотрим основные особенности каждого из этапов:

Формирование чернозема (**МИС1**) (профиль AU1–AU2–AU3–AB1–AB2–BCAmc–BCmc1–BCmc2) (Русаков, 2012) осуществлялось на лессовидных поздневалдайских суглинках и частично затронуло I ритм брянской почвы. Признаки современного почвообразования наложены на реликтовые особенности профиля средневалдайской почвы.

Пачка ранневалдайских отложений (**МИС2**, глубина 90-100 – 130-140 см) представлена двумя горизонтами суглинков (горизонты BCAmc и BCmc дневной почвы) и выражена фрагментарно по всем стенкам разреза. Отмечены крупные трещины усыхания, которые наследуют морозобойные клинья максимума последнего оледенения и стадии МИС3.

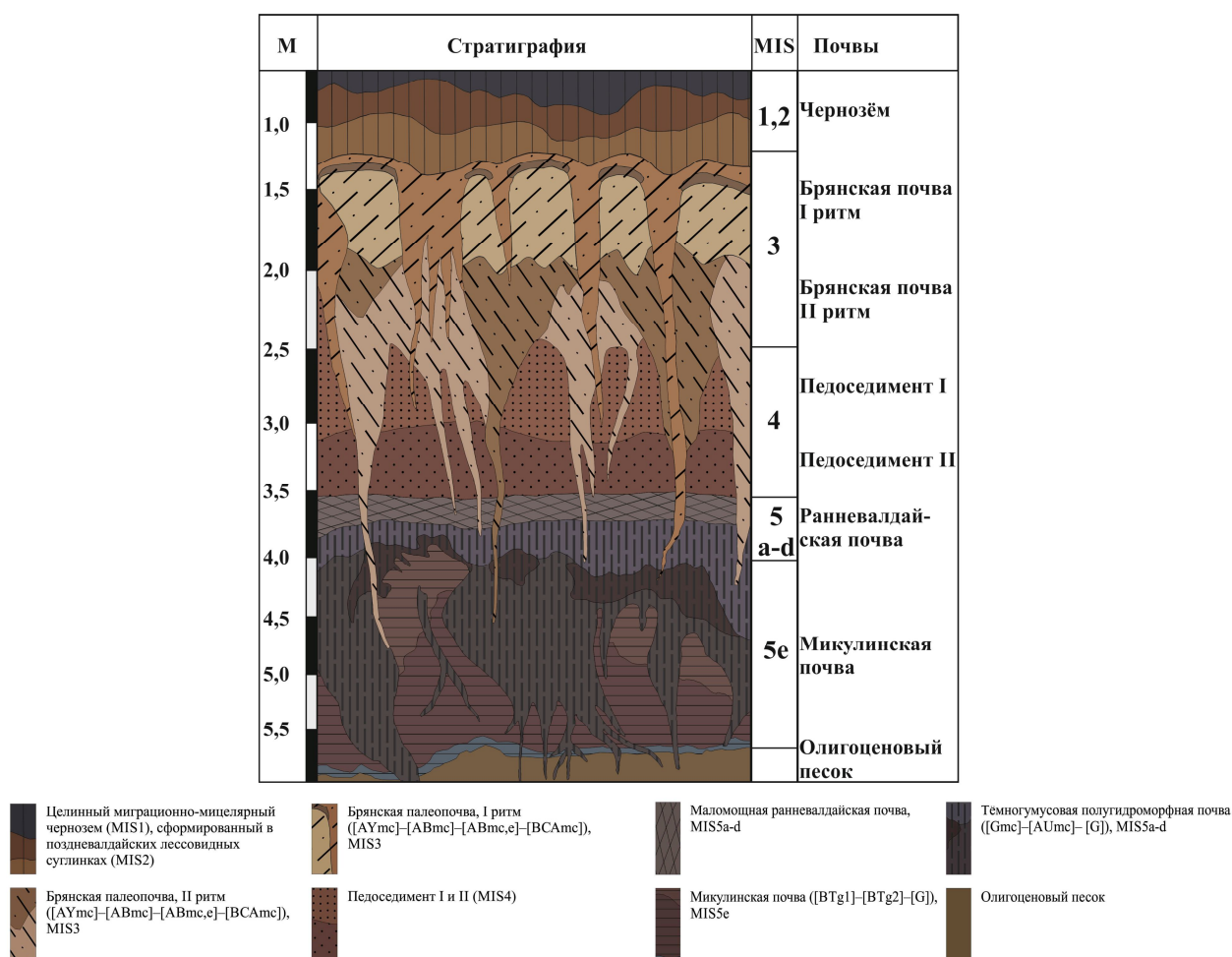


Рис. 1. Схема строения позднеплейстоценового разреза «Ямская степь», сформированного в течение последнего макроцикла.

Брянская почва (МИС3, глубина 130-140 – 240-250 см), представлена двумя ритмами почвообразования, разбитыми сетью клиньев и трещин. Оба ритма, согласно данным изучения серии горизонтальных расчисток, имеют форму четырехугольных полигонов (до 60 см в длину в первом ритме и до 40 см во втором). Границы полигонов "оторочены" более прогумуссированным материалом, по сравнению с материалом заполнения клиньев. Крупные клинья и трещины разных этапов валдайского криогенеза разбивают весь профиль (МИС3, МИС4 и МИС5), достигают глубины 6,5 м и уходят в олигоценый песок.

I-й (поздний) ритм средневалдайской почвы сохранился значительно лучше по сравнению со II-м ритмом. Нами описаны четыре генетических горизонта разной степени сохранности: [AYmc]–[ABmc]–[ABmc,e]–[BCAmc]. Радиоуглеродный возраст органического вещества из горизонта [AYmc] составил 25113 ± 355 кал. л.н. (5062-IGANams).

Горизонт [AYmc] сохранился в виде прогумуссированного ядра в центре морозобойного клина, на глубине 190 см (зачистка 2015 г.). Диаметр ядра составляет 20–25 см. Материал ядра резко выделяется по буровато-темно-палевой окраске, среднесуглинистый, плотный, структура непрочно-комковатая, новообразования карбонатного псевдомицелия.

Горизонты [ABmc]–[ABmc,e]–[BCAmc] представлены в виде единого палео профиля (зачистка 2016 г.), который хорошо прослеживается по всем стенкам разреза, но каждые 40–60 см разбит морозобойными клиньями (до 30 см в основании). Ниже приводится морфологическое описание горизонтов палеопочвы.

Горизонт [ABmc] (мощность 7–12 см), буровато-светло-палевый, плотный, пористый, тяжелосуглинистый, непрочно-призматический. По вертикальным граням педов отмечаются редкие тонкие глинистые кутаны (признаки наложенного голоценового педогенеза),

карбонатный псевдомицелий. Переход резкий по гранулометрическому составу, плотности и окраске.

Горизонт [ABmc,e] (мощность 3–5 см). Желтовато-бурый, среднесуглинистый, уплотнен. Кутаны в профиле отсутствуют. Карбонатный псевдомицелий. Переход по цвету и плотности.

Горизонт [BCAmc] (мощность 40–45 см) в верхней части значительно осветлен. Весь горизонт насыщен карбонатами в виде псевдомицелия, карбонатных кутан по трещинам и ходам корней, а также журавчиков. Горизонт очень плотный, тяжелосуглинистый, пористый, структура непрочно-призматическая. Неоднородный по окраске: чередование белесовато-светло-палевых и буровато-палевых субвертикальных полос. Тонкие глинистые кутаны по всем граням педов, ходам корней и порам. Переход постепенный по окраске.

Отличительной особенностью данной почвы является, во-первых, практически ненарушенная стратиграфическая последовательность горизонтов, что не характерно для почв брянского интерстадиала, которые разбиты процессами криогенеза. Во-вторых, в полевых условиях диагностирована дифференциация по вещественному составу в профиле палеопочвы (облегчение по гранулометрическому составу горизонта [ABmc,e] и появление кутан в горизонте [BCAmc]).

II ритм брянской палеопочвы: горизонт [BCAmc] разбит клиньями (до 50 см в основании) и трещинами, в заполнении которых сохранились горизонт [ABmc] и горизонт [AYmc] (в виде более прогумусированных зон на контакте горизонтов [ABmc] и [BCAmc]). Мощность всей почвы составляет 40-50 см. В нижней части профиль выглядит в виде «борода» – множество тонких заклинков и трещин, разбивающие нижележащую толщу. Радиоуглеродный возраст органического вещества из прогумусированной зоны (горизонт [AYmc]+[ABmc]) составил 28781 ± 379 кал. л.н. (5061-IGANams).

Материал горизонта [ABmc] неоднородный по окраске (чередование более светлых и более темных вертикальных полос), основной тон – буровато-палевый. Пористый, среднесуглинистый, непрочно-комковато-призматический, плотный. Тонкие глинистые кутаны по граням педов и тонким порам. Карбонатный псевдомицелий. Встречаются железисто-марганцевые конкреции (до 0.5 см в диаметре).

Горизонт [BCAmc] белесовато-палевый, средне-суглинистый, менее плотный. Структура непрочно-комковатая. Глинисто-карбонатные кутаны по крупным порам. Обилие псевдомицелия. Переход к нижележащему горизонту (I педоседимент, МИС4) резкий, по гранулометрическому составу, структуре и плотности.

Педоседимент I, МИС4 (240-250-320 см) Окраска вмещающей толщи «мраморовидная», что связано с сетью тонких трещин и мелких клиньев, берущих начало в вышележащих горизонтах. Общий фон буровато-темно-палевый с желтым оттенком. Среднесуглинистый, комковатый, плотный. Внутрипедная масса пронизана карбонатным псевдомицелием. По всей толще, и особенно в верхней части, отмечено большое количество прямых и обратных кротовин валдайского возраста. Встречаются зоны с обилием карбонатных кутан и журавчиков, по граням педов прослеживаются глинистые кутаны. Стенки крупных пор выполнены темными марганцевыми новообразованиями. Вертикальные крупные клинья, пронизывающие педоседимент из вышележащего горизонта – более бурые и охристые. Карбонатные зоны легкосуглинистые. Граница с нижележащим горизонтом слабоволнистая, переход по плотности, наличию кутан и гранулометрическому составу.

Педоседимент II, МИС4 (320–370-375 см). Окраска более бурая по сравнению с вышележащим педоседиментом, опесчаненный средний суглинок. Единичные зоны карбонатного псевдомицелия. Тонкие глинистые кутаны встречаются локально по стенкам трещин, крупные поры выполнен марганцевыми кутанами. Переход к нижележащему горизонту резкий по гранулометрическому составу, граница слабоволнистая.

Переотложенный седиментационный материал (МИС4) неясного генезиса (360 – 370-380 см). Чередование прослоев супесчаного и суглинистого материала, по цвету и

гранулометрическому составу, они повторяют вышележащий и нижележащий горизонты. Переход резкий. Граница слабоволнистая.

МИС5a-d представлен 2-мя этапами почвообразования: маломощной эфемерной почвой, описанной при расчистке 2016 г. и темногумусовой глеевой почвой, профиль которой нарушен повторно-жильными криоструктурами.

Маломощная ранневалдайская почва (370-380 – 380-390 см) выражена по всем стенкам разреза. Нами описано три горизонта: [Gmc1]–[AYmc]–[Gmc]. Глеевый горизонт частично вовлечен в материал криоструктур.

Горизонт [Gmc1] (мощность 2-4 см) сизовато-оливковый, тяжелосуглинистый, плитчатый, уплотнен. Переход к нижележащему горизонту резкий, граница волнистая.

Горизонт [AYmc] (мощность 4-5 см) серовато-бурый, тяжелосуглинистый, тонко-плитчатый, уплотнен. Переход резкий, граница волнистая. Редкие карбонатные кутаны по крупным порам и трещинам.

Горизонт [Gmc] (мощность 7-12 см) серовато-оливковый, тяжелосуглинистый, плотный, плитчатый. Переход к нижележащему горизонту постепенный по цвету, граница языковатая.

Профиль темногумусовой полугидроморфной почвы нарушен криогенными процессами. При расчистке 2016 г. было выделено три палеогоризонта: [Gmc]–[AUmc]–[G].

Горизонт [Gmc] (380-390 – 390-410 см) выражен по всем четырем стенкам раскопа, полностью перекрывает нижележащий гумусовый горизонт. Во вмещающей толще видны мелкие тонкие трещинки-заклинки толщиной 2–10 см. Сизовато-светлосерый, к нижней части горизонта приобретает более темный оттенок. Тяжелосуглинистый, плотный, плитчатый, встречаются тонкие железисто-марганцевые кутаны по ходам древних корней, по крупным порам встречаются редкие карбонатные кутаны. К этому горизонту приурочены скопления древесных угольков. В минеральной массе присутствуют железисто-марганцевые примазки. Переход к нижележащему горизонту постепенный по окраске, гранулометрическому составу. Граница сильно размытая, волнистая, кармановидная.

Горизонт [AUmc] описывался на ненарушенном криоструктурами, участке разреза. Глубина 390-410 – 420-430 см. Верхняя граница горизонта представлена в виде бугорков с рыхлым прогумусированным материалом (микро-палеорельеф). В некоторых бугорках сохранились прямые и обратные палеокротовины.

Горизонт бурый (темно-бурый), со стальным оттенком, тяжелосуглинистый, ближе к глинистому, плитчатый, мелкоплитчатый. Ясно выраженная зернистая структура, диагностируются древние биотурбации (ходы мезофауны) и копролиты. Горизонт разбивают крупные трещины, берущие свое начало из горизонтов брянских почв. Трещины выполнены материалом горизонтов из этих палеопочв. Встречаются мелкие трещины, начинающиеся из педоседимента II (МИС4), выполненные карбонатным материалом. Встречаются включения древесных угольков. Новообразования карбонатов представлены псевдомицелием, крупными журавчиками диаметром до 5–7 см. Переход неясный по окраске (в виде затеков и размазанных мягких угольков) и гранулометрическому составу. Граница размытая.

Горизонт [G] 420-430 – 440-450 см (ненарушенный участок). Неравномерно окрашен: желтовато-буровато-оливковый, в некоторых местах более сизый с серым оттенком, в некоторых – более охристый. Опесчаненный средний суглинок, комковатый. Тонкие глинистые кутаны по граням педов, крупные поры выполнены новообразованиями оксида марганца и карбонатными пленками. Горизонт пронизан трещинами из вышележащей толщи. Отчетливо выражены редкие палеокротовины. Переход по цвету и плотности, граница размытая.

Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (Величко и др., 2002) нарушили профили палеопочв стадии МИС5. Инклинальное заполнение залегает несогласно с почвой микулинского межледниковья и полностью пререзает всю толщу до олигоценых песков. Горизонты [BTg] выдавлены и отогнуты вверх. Псевдоморфозы заполнены материалом темногумусовой ранневалдайской почвы. Мощность жилы более 1.5 метров.

МИС5е – микулинская почва представлена серией палеогоризонтов [BTg1]–[BTg2]–[G].

Горизонт [BTg1] (440-450 – 490-500 см по ненарушенному участку). Неоднородно окрашен: чередование неясных полос серовато-сизого оттенка и ржавых пятен с буровато-охристым оттенком (полосчато-мраморная окраска). Среднесуглинистый, ореховатый-мелкоореховатый. Глинисто-железистые кутаны по граням педов, в некоторых местах (по крупным вертикальным трещинам) перекрываются марганцевыми кутанами. Горизонт имеет более оглеенные или опесчаненные полосчатые участки (в нижней части это проявляется сильнее). В верхней части горизонта выделяются прямые и обратные палеокротовины. Горизонт разбит сетью трещин, берущих свое начало из брянской почвы и из ранневалдайских педоседиментов, а так же тонкие трещины из горизонтов МИС5а-d. Переход к нижележащему горизонту резкий по структуре и облегченности гранулометрического состава.

Горизонт [BTg2] (490-500 – 570-580 см). Серовато-сизый, буровато-охристый, среднесуглинистый (сильно опесчанен), мелкоореховатый, содержит много железисто-марганцевых конкреций и примазок, встречаются тонкие глинистые и железистые кутаны по граням педов. Граница волнистая, переход резкий по гранулометрическому составу и окраске.

Горизонт [G] (570-580 – 580-590 см). Выражен фрагментарно, имеет белесовато-палевую с сизым оттенком окраску, сильно опесчаненный средний суглинок, непрочно-мелкоплитчатый, уплотненный. Заклинками уходит в песок. Переход очень резкий, граница волнистая.

Олигоценый мелкозернистый песок (580-590 ~ 650 см).

Разрез Ямская степь, заложенный в пределах современных водораздельных территорий, представляет большую ценность для изучения палеогеографической обстановки Среднерусской возвышенности. Здесь сохранились основные лессово-почвенные реперы последнего макроцикла, отражающие кратковременные колебания климата в криоаридно-криогумидной амплитуде: средневалдайские почвы, представленные в виде двух ритмов педогенеза, палеопочвы и криоструктуры раннего валдая и текстурно-дифференцированная почва предыдущего межледниковья. Все описанные палеопочвы сформированы на плоских поверхностях или в пределах пологих склонов и сохранились *in situ*. Дальнейшие исследования дадут более точную характеристику данного объекта и позволят реконструировать подробную запись климатических изменений в пределах Среднерусской возвышенности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (14-04-00894а).

Список литературы:

Величко А.А., Нечаев В.П., Баулин В.В., Данилова Н.С. 2002. Криолитозона // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, с. 38–55.

Русаков А.В. 2012. Почвы и почвенный покров Ямской степи. СПб.: изд-во С.-Петерб. ун-та, 216 с.

ПАРОДОКСЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В.С. Корякин

Русское Географическое общество, Москва, Россия,

PARADOXES AND REGULARITIES OF MODERN AND ANCIENT GLACIATION

V.S. Koryakin

Russian Geographical Society, Moscow, Russia

Проблема взаимосвязей современного и древнего оледенения в атласе-монографии «Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды», в создании которой А.А.Величко принадлежит ведущая роль, занимает особое место. Истоки этого гигантского коллективного труда в своей идейной основе кроются отчасти в работе П.А. Кропоткина «Исследования о ледниковом периоде». Сам П.А.Кропоткин стал автором программы арктических исследований. Как отмечается в «Северной энциклопедии» «Кропоткин сопоставлял существование современных ледников Арктики и ледниковых покровов далекого прошлого» («Северная...», 2004, с 454). На этом общем фоне нельзя игнорировать результаты исследований других ученых в других полярных районах, стоявших у истоков учения теории древнего оледенения.

Анализируя современное состояние ледников надо отметить, что Исландия отличается наиболее ранними сведениями по различным сторонам жизнедеятельности оледенения, включая охлаждающее влияние соседней Гренландии, движение льда в ледниках, их морфологию и значительные изменения в размерах. Однако каких-либо попыток увязать их с процессами древнего оледенения на Европейском континенте нам неизвестно. Совершенно определенно, исследователям оледенения острова было известно о синхронности в развитии оледенения с другими ледниковыми районами, совпадении по времени с распространением морских льдов и т.д.

Шпицберген с указанной точки зрения оказался еще более информативным, с одной стороны, и одновременно не укладывающимся в систему взаимосвязей современного и древнего оледенения архипелага, как это было показано совместными исследованиями 1872-1873 гг., когда на архипелаге были получены неожиданные результаты. Их суть заключалась в следующем: основная масса льда на главном острове архипелага оказалась приуроченной к его периферии, тогда как в центре острова находились скромные по размерам горные ледники. Таким образом, по этим результатам выходило, что древнее оледенение деградировало своей центральной, наиболее высокой частью или областью питания, что с самого начала выглядело очевидным нонсенсом.

Тем не менее такая необычная ситуация продолжала подтверждаться совокупностью сведений. Тот же Норденшельд обнаружил торфа в центре Шпицбергена, где снеговая линия поднималась наиболее высоко и т.д. При этом увеличение количества фактов в пользу такого необычного явления продолжало нарастать, что вызвало среди гляциологов определенное недоумение в попытках его объяснения. Одни специалисты говорили о решающей роли подстилающего рельефа, а другие – об атмосферных потоках с влагонесущими осадками, третьи видели в этом совместный эффект обоих факторов. Так, Э. Дригальский полагал, что аккумуляция снега, определяющая благоприятные условия питания ледников, зависит в конечном итоге от расчлененности коренного рельефа. Й. Андерсон видел причину в различном альbedo подстилающих пород. Преобладание аккумуляции снега на подветренных склонах хребтов помимо Э. Дригальского отмечал также Дж.Уорди. Однако, по мнению Дж. У. Тиррелла (1922) подобное справедливо лишь для отдельных участков, но не острова целом. Именно этот исследователь высказал предположение, что в конечном итоге изменения оледенения по указанным участкам и побережьям связаны с различиями в количестве осадков и средних годовых температурах. А. Норденшельд в известной мере

предполагал уменьшение осадков к центру главного острова, полагая, что одной этой причины недостаточно. Своеобразный итог проблеме подвел Дж.У.Тиррелл (Tirrell, 1922): «Одна из головоломок оледенения Шпицбергена заключается в положении относительно свободных ото льда участков в зависимости от климата и рельефа» (Указ. соч., с. 25).

Исследования Шпицбергенской гляциологической экспедиции ИГАН в 1965-1967 гг. показали, что на западе главного острова архипелага к концу зимы накапливается в несколько раз больше снега, чем в центре. Сходная зона усиленного снегонакопления существует также на восточном побережье, причем снижение границы питания и увеличение интенсивности оледенения обусловлены здесь также более низкими температурами. Таким образом, загадка оледенения Шпицбергена усилиями российских гляциологов получила успешное разрешение (Корякин, Троицкий, 1969), определенно доказав современный характер оледенения архипелага с возрастом самого оледенения в пределах голоцена, а возможно, и моложе.

Однако еще значительно раньше сам Норденшельд по аналогии со Шпицбергом в 1870 и 1883 гг. предпринял попытку разобраться с оледенением Гренландии, ожидая посреди неё обнаружить пространство, занятое тайгой, чего, однако, не произошло. В подобной попытке он оказался не одинок, аналогичную точку зрения разделяли, например Ю. Пайер, сам побывавший на восточном побережье этого острова. По Ф. Нансену (1937) «иные полагали, что за этим льдом есть обнаженное пространство и даже леса. Идея существования обнаженной суши внутри страны поддерживалась проф. А. Норденшельдом, пытавшимся научно доказать, что это так должно быть и что «...за огромным ледниковым щитом должен находиться обнаженный участок с более мягким климатом. В изучении внутренней части этой удивительной страны заключался большой научный интерес, тем более, что это дало бы лучшее понимание условий, бывших в Скандинавии и Северной Европе в те времена, когда она была покрыта подобным же внутриматериковым льдом» (Норденшельд, 1885, с. 21).

Новая Земля также сыграла определенную роль в становлении теории четвертичного оледенения, хотя по сведениям XVIII столетия «Новая Земля свойственно не есть остров..., но куча льду, который ...от времени умножился и собирался в одно место и так представился путешествуя». (Ле Руа, 1975, с. 39). Наиболее результативный исследователь архипелага В.А.Русанов по этому поводу высказался, в ограниченной и сдержанной форме: «Не имея никакой связи с современными ледниками, ископаемые ледники не могут быть отнесены ни к настоящему, ни к послеледниковому времени» (1945, с. 235). Обращаясь к современным тенденциям, он полагал, что «усиленное распространение ледников шло последнее столетие а отступление их – явление современное и охватывает лишь последние годы» (1945, с. 262), т.е. по современным представлениям вскоре после «малого ледникового периода», с максимумом развития после середины XVIII века.

Последующие уточнения не внесли ясности в указанную проблему: «Исследования новоземельских ледниковых отложений слишком недостаточны, чтобы можно было судить о характере и последовательности оледенений на Новой Земле. «Можно думать, что Новая Земля пережила, с одной стороны, периоды оледенений и, с другой стороны, периоды отступления ледников, и, одновременного наступания моря» (там же, с. 240). По мнению одного из зарубежных последователей В.А.Русанова О. Гренли «эпоха последнего общего наступления ледников на Новой Земле относится к атлантическому времени, т.е. оно происходило всего несколько (5-6) тысяч лет назад. Рост ледниковой нагрузки вызвал погружение островов до уровня 54,4- 56 м выше» (Шумский, 1949, с. 174). К середине XX века по П.А.Шумскому (1949) определяющим стал вывод о том, что «покровное оледенение Новой Земли представляет собой реликт ледниковой эпохи и, в отличие от ледниковых покровов Земли Франца-Иосифа, реликт неустойчивый, при современных условиях деградирует и в будущем должен превратиться в ледниковую сеть» (с. 180).

Результаты исследований МГГ 1957-1959 гг., когда были получены оценки сокращения оледенения Новой Земли на протяжении XX века, доказали возможность перерыва в его существовании, поскольку «при сохранении такой интенсивности убывания в дальнейшем

все ледники Новой Земли общим объемом 6800 полностью исчезли бы приблизительно через 1200 лет» (Корякин, 1968, с. 245).

Иногда сопоставление регионов позволяет сделать важные выводы об условиях существования оледенения. Так, после работ на Таймырском полуострове, А.Ф. Миддендорф, объяснил присутствие там эрратического материала айсберговым разносом, а отсутствие ледников в горах на той же широте сугубо континентальными условиями, прежде всего, самым незначительным количеством осадков по сравнению с Новой Землей. Указанная тенденция получила дальнейшее развитие на просторах Сибири в связи с увеличением показателей континентальности климата, пока окончательно не выяснилась замена современного оледенения вечномерзлыми рыхлыми породами. Положение усложнилось, когда Лопатин и ряд других исследователей обнаружили, что речной лед также в ряде случаев оставляет характерную штриховку, которую легко спутать с ледниковой, а речные льды в условиях сибирских морозов формируют по берегам рек валы, с первого взгляда неотличимые от моренных.

Разумеется, современное горное оледенение дало немало примеров аналогий с четвертичным, в чем нетрудно убедиться по такому солидному источнику как «Физическая геология» И.В. Мушкетова (1906), в которой широко использован материал полевых наблюдений на грани XIX и XX веков.

В первую очередь это относится к подвижкам ледников, развивающихся независимо от изменений вещественного баланса, что отчетливо присутствует на примере Донского и Днепровского языков древнего оледенения, хотя подвижки того времени отличались, прежде всего, своими грандиозными масштабами по сравнению с современными. Несомненно, это весьма загадочный феномен, поскольку в его возникновении в современных условиях обязательно присутствует фактор подпруживания, обычно обусловленный влиянием коренного ложа, эффект которого в условиях Русской равнины трудно ожидать. Тем не менее, он каким-то образом сказался, возможно, в прорыве массы льда через полосу промороженного окраинного пояса, создающего своим существованием препятствие для формирования критической массы по аналогии с существующим положением в Антарктиде, явление в полной мере не изученное до настоящего времени в той мере, как оно того заслуживает.

Это тем более странно, что на горных ледниках оно было известно, по крайней мере, со второй половины XIX века по работам С. Финстервальдера на леднике Фернахтфернер в Альпах, а у нас на Кавказе по систематически повторяющимся обвалам Девдоракского ледника в верховьях Терека, впервые описанным А.С. Пушкиным («... Сорвался раз обвал и всю теснину между скал загородил, и Терека могучий вал остановил»). На Фернахтфернере была установлена связь подвижек с явлением особой кинематической волны на поверхности ледника, скорость продвижения которой значительно превышала скорость движения льда в самом леднике, что подтверждалось на примере целого ряда профилей за время с 1889 по 1902 годы, а сама подвижка проходила по достижении этой волны конца ледника. Уже по сведениям И.В. Мушкетова (1906) подвижки ледников наблюдаются практически повсеместно в местах горного оледенения, а также в арктических районах (Корякин, 1981, 1988). По сведениям В.Г. Захарова, они представляют обычное явление в Антарктиде.

Отметим, что в полярных районах Северного полушария темпы сокращения оледенения в настоящее время падают по мере удаления от источника питающих его осадков – области барического минимума на севере Атлантики. В том же направлении сокращается и известное количество подвижек, которое, очевидно, связано с падением массоэнергообмена четвертичного оледенения в указанном направлении, что показано нами количественно (Корякин, 1988).

История изучения этого природного процесса в XX веке сложилась так, что основное внимание уделялось морфологии и стратиграфии четвертичных отложений, при недостаточном внимании к самому процессу древнего оледенения, и это, в известной мере, отразилось в атласе-монографии «Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях

меняющейся природной среды». Этот колоссальный труд как по своему содержанию, так и по последствиям для будущего, оказался замечательным памятником достойнейшему ученому, который вложил немало сил в его создание и оставил свой неповторимый след в науке о древних ледниках планеты и их роли в формировании человеческого общества.

Список литературы:

- Корякин В.С., Троицкий В.С. 1969. Основные закономерности современного оледенения Шпицбергена. Хроника. Обсуждения № 15.
- Корякин В.С. 1981. Колебания и резкие подвижки ледников. Сб. Гляциология Шпицбергена.
- Корякин В.С. 1988. Ледники Арктики.
- Ле Руа П. 1975. Приключения четырех российских матросов.
- Мушкетов. И. В. 1906. Физическая геология. Т 2.
- Нансен Ф. 1937. Шпицберген. Т. 1.
- Норденшельд А.Э. 1885. В стране льдов и холода: путешествие барона А.Е. Норденшельда по Северному Ледовитому океану в 1877-78 гг. // Извлечение Э.В.Кориандера. СПб: Тип. Добродеева, 92 с.
- Русанов В.А. 1945. Статьи, Лекции. Письма.
- Северная энциклопедия 2004.
- Шумский П.А. 1949. Современное оледенение Советской Арктики. Тр. АНИИ № 81.
- Tirrell G.W. 1922. The glaciers of Spitsbergen. Trans. Geol. Soc. Glasgow. V.17. pt. 1.

О НАХОДКАХ МОЛЛЮСКОВ ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ЧЕРНОМОРСКОГО И КАСПИЙСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

А. В. Крылов, А.С. Букасс

ЗАО «Поляргео», г. Санкт-Петербург, krylov-polargeo@yandex.ru

THE DISCOVERY OF MOLLUSCS PRESUMABLY OF THE BLACK AND CASPIAN SEA ORIGIN IN THE NORTH-WEST OF THE RUSSIAN PLAIN

A.V. Krylov, A.S. Bukass

ZAO «Polyargeo», St. Petersburg

В 2005-2015 гг. во время проведения работ в районе верхнего течения р. Ижоры у пос. Лукаши (Ленинградская область) и р. Холохоленка (Тверская область) у пос. Афимьино (Крылов, Большиянов, Марке, 2011) в пределах двух небольших холмов были найдены окатанные раковины и обломки раковин морских моллюсков южного происхождения. Следует отметить, что и ранее нам сообщалось о подобных находках опресненных южных морских раковин на территории Северо-запада России, Республики Беларусь и в иных районах, удаленных от современной линии южных морских бассейнов. С подобными раковинами неоднократно и ранее сталкивались археологи, крестьяне и краеведы в течение довольно длительного участка времени.

Важно отметить следующие закономерности, характеризующие данную фауну и условия её залегания: она локализована в пределах небольших вытянутых холмов (длиной не более 100-200 м) сложенных песками и реже алевритами, и прилегающей к ним территории. Эти холмы, как показывают результаты их бурения и изучения выемок (см. рис. 1, а также (Крылов. Большиянов, Марке, 2011) имеют сходное строение и не сильно отличаются от иных разрезов кайнозоя в этом районе: под поверхностной почвой залегают пески и в самом основании – буроватые и красноватые алевриты со значительным ожелезнением на коренных породах палеозоя (или отторженцах). Из отличий необходимо отметить несколько увеличенную мощность верхней пачки (см. рис. 1). Также необходимо отметить, что они расположены в районах локализации тектонических разломов (Семеновко, 1979, Никитин, 2011 и др.).

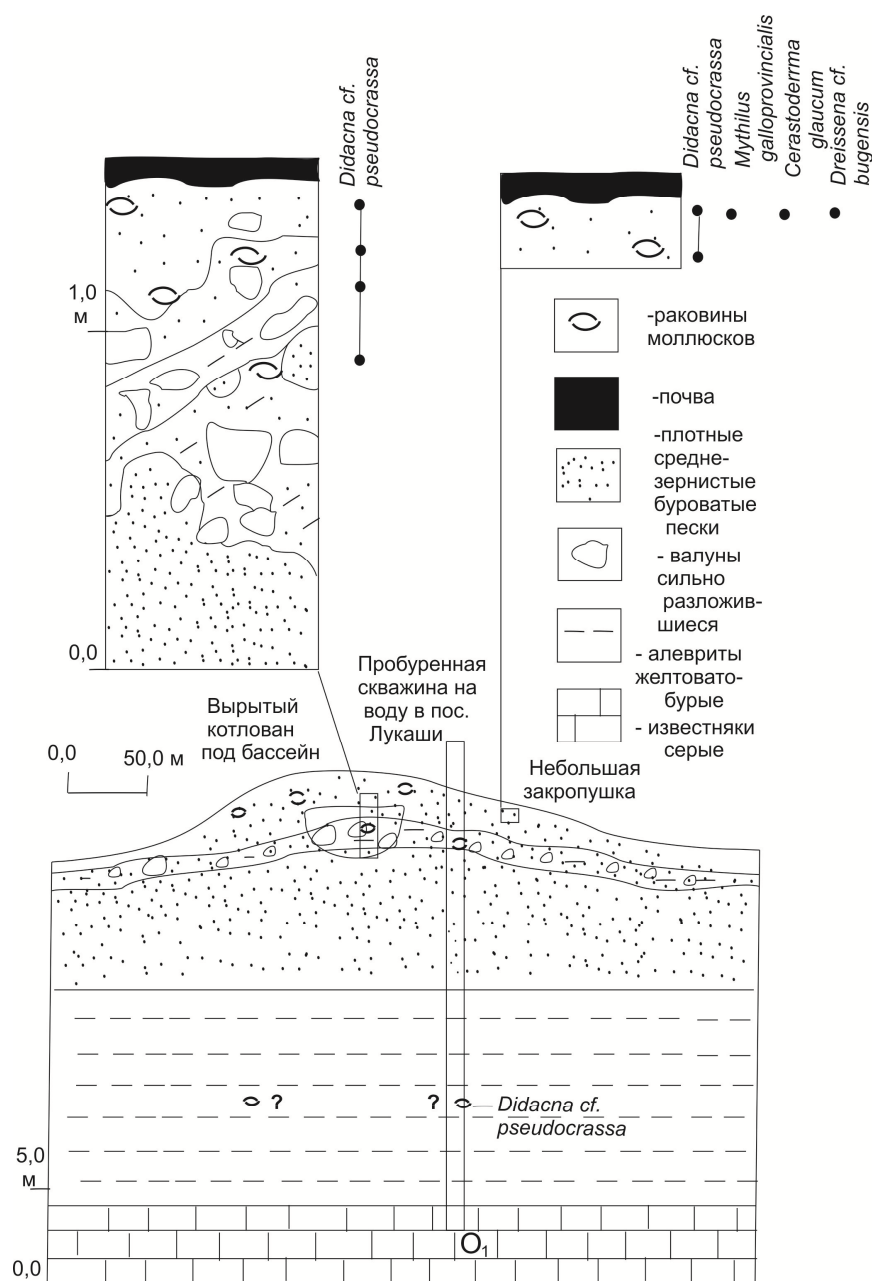


Рис. 1. Условная схема строения холма с моллюсками в пос. Лукаши (Ленинградская область)

Фауна представлена как вымершими, так и ныне живущими видами, но их комплекс довольно обеднен. Так в разрезе холма у с. Афимьино найдены: *Didacna cf. pseudocrassa* Pavlov, *Cerastoderma dombra* Andrussov (находка этого вида свидетельствует о том что данная фауна может быть каспийского происхождения) и *Akchagylia* sp., в разрезе холма в пос. Лукаши: *Didacna cf. pseudocrassa* Pavlov, *Cerastoderma glaucum* (Poiret), *Dreissena cf. bugensis* Andrussov, *Mythilus galloprovincialis* Lamarck (находка этого вида говорит, что мы имеем дело с фауной, возможно, связанной с черноморским бассейном). Возможный возраст данной фауны: эоплейстоцен- неоплейстоцен. Церастодермы имеют весьма сходный облик с формами, обитающими в Черном, Азовском и Каспийском морях. Большинство раковин и их обломков имеют окатанную форму и часто имеют «сильноизъеденный» вид. Кроме того, они сильно фоссилизированы или, наоборот, обелены, что может говорить о большой длительности их залегания в данных отложениях. Раковины встречаются как в слое почвы, так и в слое нижележащего кайнозойского осадка. Мощность пород, содержащих остатки моллюсков, составляет 1-5 м.



Фото 1. Обломки раковин и раковины морских опресненных моллюсков: *Didacna* cf. *pseudocrassa* Pavlov, *Cerastoderma dombra* Andrussov с холма у с. Афимьино (Тверская область).



Фото 2. Обломки раковин и раковины морских опресненных моллюсков: *Didacna trigonoides* Pallas, *Dreissena caspia* Eichwald из «бэрова бугра» Астраханской области. Сборы Д.Ю. Большаянова, 2013 г.



Фото 3. Обломки раковин и раковины морских опресненных моллюсков: *Didacna* cf. *pseudocrassa* Pavlov, *Cerastoderma glaucum* (Poiret), *Dreissena* cf. *bugensis* Andrussov, *Mythilus galloprovincialis* Lamarck, найденные в пределах холма в пос. Лукаши (Ленинградская область).

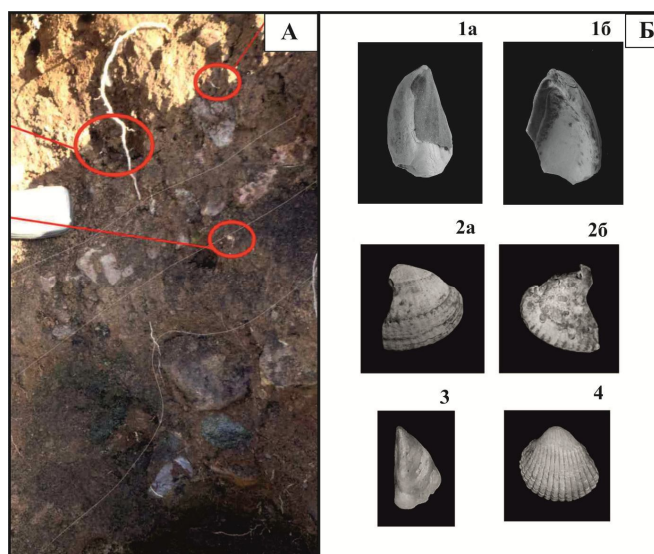


Фото 4. Разрез холма в пос. Лукаши (красными кружками отмечено залегание раковин в разрезе котлована вскрывшего пески и алевроиты плейстоцена) (А) и найденные на этом холме моллюски (х 0,3-0,5) (Б), а – вид раковины снаружи, б – вид изнутри: 1 - *Mythilus galloprovincialis* Lamarck, 2- *Didacna* cf. *pseudocrassa* Pavlov, 3 - *Dreissena* cf. *bugensis* Andrussov, 4- *Cerastoderma glaucum* (Poiret).

Происхождение данных объектов может быть объяснено с нескольких позиций:

1. Данные объекты представляют собой искусственные образования (типа свалов мусора), и проникновение моллюсков в толщу кайнозойских песков и алевроитов может быть связано с повышенной обводненностью и иными явлениями. Против этого мнения следует отметить что раковины моллюсков были найдены на значительной глубине при бурении скважины на воду в пос. Лукаши и на дне расчистки в карьере у с. Афимьино, а не только в приповерхностном слое осадка.

2. Содержащие эти моллюски песчаные и глинистые холмы удлиненно-овальной формы, залегающие на небольших грядах и отторженцах, являются сложными естественными образованиями неясного генезиса типа «бэровых бугров», широко известных на юге России, связанными с аномальными наводнениями и чередованием эоловых и водных процессов перемещения осадков (Федорович, 1941 и др.). Сохранность и характер залегания моллюсков очень похожи на остатки моллюсков, встречающихся в бэровых буграх, но наблюдается различия в их видовом составе. Возможно, они имеют более древний возраст.

3. Изученные образования являются остатками неких древних кайнозойских «протоозер» в которых обитала фауна, переносящая опреснение и имевшая современный аналог в таких опресненных изолированных морях, как: Каспийское, Аральское и лиманы Азовского моря. Возможно, впоследствии эти отложения были преимущественно денудированы или изменены иными факторами, и данные останцы – лишь немного, что от них осталось.

4. Эти образования, возможно, представляют собой следы действия аномальных и редких эоловых процессов и переноса кайнозойских рыхлых осадков с фауной ветровыми потоками.

5. Данные образования представляют собой следы экспериментальной сельскохозяйственной деятельности типа искусственного известкования почв или присыпки для курятников. Однако следует отметить, что подобные образования слагают обычно верхнюю часть холмов с небольшим слоем почвы – участки, которые вряд ли представляли особый интерес для местных крестьян. Следов искусственных сооружений также не обнаружено. Попадание же раковин в четвертичные отложения могло происходить за счет переотложения из нижележащих кайнозойских пород. А.В. Крыловым были изучены искусственные свалы южной ракуши в районе Красносельского района г. Санкт-Петербурга, которые отличаются как более обильным видовым разнообразием (встречено 10 черноморских видов моллюсков), так и степенью сохранности раковин (они преимущественно неокатаны и слабо изменены).

6. Возможно, обломки ракуши имели культовое значение и использовались для особых ритуалов древними людьми.

7. Данные образования могут иметь моренное происхождение, а их состав зависел от источника приноса.

8. Возможно, природа этих образований является смешанной и в их формировании принимало участие несколько вышеперечисленных факторов.

Эти и подобные им объекты вызывают значительный интерес и требуют специального изучения и объяснения с позиции палеогеографии кайнозоя. На наш взгляд, необходимо их отмечать на геологических, археологических, экологических и почвенных картах вне зависимости от взглядов на их происхождение.

Авторы благодарят за помощь, оказанную при проведении работ: Д.Ю. Большаянова, Д.В. Зархидзе и жителей пос. Лукаши и Афимьино.

Список литературы.

Крылов А.В., Большаянов Д.Ю., Марке Р. Моллюски эоплейстоцена центральной части Русской равнины и их палеогеографическое значение // Региональная геология и металлогения. 2011, № 48, с. 5-11.

Никитин М.Ю. О генетической приуроченности месторождений голоценовых пресноводных карбонатов к особенностям структурного плана Ижорского плато // Известия РГПУ им. А.И. Герцена. СПб.: 2011, № 138, с. 100-110.

Семененко Л.Г. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта СССР. Серия Московская. Лист О-36-XXIII, м-б 1 : 200 000. - М., 1979, с. 1-107.

Федорович Б.А. Происхождение «бэровых бугров» Прикаспия // Изв.АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1941, №1, с. 95-115.

О ВЗАИМОСВЯЗИ РАЗВИТИЯ МОРСКОЙ МАЛАКОФАУНЫ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИЙСКОЙ АРКТИКИ В КАЙНОЗОЙСКУЮ ЭРУ

А.В. Крылов

ЗАО «Поляргео», г. Санкт-Петербург, krylov-polargeo@yandex.ru

DEVELOPMENT OF MARINE MALACOFUNA IN THE WESTERN EURASIAN ARCTIC IN RELATION TO THE CENOZOIC CLIMATE CHANGES

A.V. Krylov

ZAO "Polyargeo", St. Petersburg

Многими исследователями отмечается значительная роль эпох похолоданий в Арктике, что вполне согласуется с холодным климатом и развитием зоны мерзлоты в этом регионе и с геологическими данными (Келлер, Лаврушин, 1970; Матишов, 1987 и др.). Хроностратиграфическая шкала неоплейстоцена и голоцена, представляющая собой чередование эпох ледниковий и межледниковий, не вызывает больших возражений у научного сообщества с позиции палеоклиматологии (Келлер, Лаврушин, 1970, Троицкий, 1979 и др.). Однако в данном районе имеются местонахождения более древних кайнозойских морских моллюсков, отличающиеся обилием и значительным видовым разнообразием и часто содержащие виды, которые распространены в более южных районах. При проведении геологических и географических работ возникает проблема выяснения их происхождения и относительного возраста. Несмотря на значительное влияние местных факторов, подобные скопления имеют региональное распространение и часто встречаются на определенных стратиграфических уровнях или в пределах границ стратиграфических подразделений. Они распространены в достаточно обширном диапазоне глубин и высот суши, прилегающей к Арктическому побережью на континенте и северных островах.

По данным результатов бурения многочисленных нефтяных скважин, а также работ многих геологов изучавших угольные толщи в XX веке (Лифшиц, 1973; Мерклин, Зархидзе, Ильина, 1979; Яхимович, Немкова, Сулейманова и др., 1981; Крылов, 2014 и др.), помимо неоплейстоценовых и голоценовых осадков, на данной территории распространены и более древние отложения кайнозоя, относимые в настоящее время к палеогену-эоплейстоцену. При этом комплексы морской фауны, в которых отмечаются вымершие виды моллюсков, в целом, являются довольно тепловодными и часто характеризуют бореальный климат (Лифшиц, 1973; Крылов, 2014 и др.). Однако особенности климатической характеристики этих образований нуждаются в уточнении.

Моллюски являются ценным биоиндикатором среды и особенностей климата прошлого. Использование событийного подхода позволяет значительно сузить и уточнить временной интервал формирования слоев с этой фауной. Арктическая фауна отличалась значительной эволюционной пассивностью и поэтому в биостратиграфии эффективнее использовать комплексы моллюсков-мигрантов, пришедших с запада (фауна атлантического происхождения) или с востока (тихоокеанская фауна). Следует отметить, что значительное влияние тихоокеанских и атлантических мигрантов на современную малакофауну сохраняется и ныне (Krylova, Ivanov, Mironov, 2013). Изучением истории миграции

арктических моллюсков из отечественных исследователей занимались: В.Н. Сакс, С.Л. Троицкий, В.С. Зархидзе, Ю.Б. Гладенков (Троицкий, 1979, Гладенков, 1980 и др.). Автором предлагается уточняющая модель развития кайнозойской арктической малакофауны для запада Российской Арктики, позволяющая связать её развитие и вымирание с глобальными климатическими процессами потеплений похолоданий, открытыми в последнее время (Dowsett, Robinson, Foley, 2009; Filippelli, Flores, 2009; Robinson, 2009 и др.).

За 10 лет исследований автором было изучено более 10 000 раковин ископаемых арктических моллюсков из более чем 150 разрезов запада Российской Арктики (от Ленинградской области до арх. Северная Земля). Особое внимание уделялось неогеновой и раннечетвертичной фауне. Помимо отечественных публикаций, при обобщении данных использовались многие работы зарубежных исследователей. Ниже приводятся краткие результаты этих исследований, отображающие основные этапы развития малакофауны запада Российской Арктики и устанавливается их предполагаемая зависимость от палеоклимата и течений:

1. Палеогеновый этап. В Арктике наблюдалось значительное потепление, а на суше (арх. Шпицберген, п-ова Аляска, Таймыр и ряде арктических островов) шло углеобразование. Малакофауна обитала преимущественно в высокоширотной зоне. Для этого времени типичны тепловодные моллюски Шпицбергена (Ravn, 1922), близкие к американским: циртодарии, хиателлы, хлямысы.

2. Ранне-позднемиоценовый этап. В Западной Арктике ему принадлежат обедненные комплексы: с *Cyrtodaria jenissae* Sachs Таймыра и Новосибирских островов, с *Isocrassina scandensis* (Janssen et van der Slik) Припечорья и с *Mya gudmunduri* Strauch Пай-Хоя. Как показывает анализ спорово-пыльцевых комплексов, для этого этапа был характерен бореальный климат. Именно в это время в Арктику из Пацифики проникает большинство ныне живущих арктических видов моллюсков.

3. Позднемиоценовый-позднеплиоценовый этап. В западной части Российской Арктики для этого этапа типичны бореальные атлантические виды моллюсков: *Mya gudmunduri jugorica* Krylov et Marquet, *M. gudmunduri gudmunduri* Strauch, *M. schwarzbaehi* Strauch, *Panomya obliquelongata* Strauch, *Cyrtodaria jenissae jenissae* Sachs, *C. angusta* (Nyst et Westendorp), *C. jenissae rossica* Krylov et Gusev, *Neptunea striata lyratodespecta* Strauch, богатые комплексы изокразин: *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *Isocrassina scandensis* (Janssen et van der Slik), *I. ariejansseni* Marquet, *I. fusca* Poli, а также *Arctica islandica* Linnaeus (атлантическая форма), *Astarte paichowicus* Krylov et Marquet, *Chlamys pusio* Linnaeus. Большинство этих видов-мигрантов довольно быстро проникло на территорию Арктики из Северной Атлантики, чему способствовали близкие климатические и гидрологические условия, а также Палеогольфстрим (Robinson, 2009; Крылов, 2014 и др.). На юге Российской Арктики эти комплексы являются более обедненными.

Раннеплиоценовая и позднеплиоценовая эпохи характеризуются доминированием различных мий: *Mya gudmunduri jugorica* Krylov et Marquet и *M. gudmunduri gudmunduri* Strauch. Раковины этого возраста тяжелые, имеют средние и крупные размеры и содержат много стронция. Следует отметить довольно большую неоднородность данной фауны и её разбросанность по различным областям, что может говорить о сложной структуре течений и неоднородности температуры воды. Западными исследователями предполагается, что климат потепления позднего плиоцена по своим химическим показателям соответствует климату ближайшего глобального потепления и поэтому эти изменения нуждаются в дополнительных исследованиях (Robinson, Dowsett, Chandler, 2008 и др.). В Арктике в позднем плиоцене преобладал бореальный климат. В это время на данной территории обитали некоторые виды моллюсков, характерные для позднего плиоцена Западной Европы и о. Исландия (Strauch, 1972; Крылов, 2014 и др.). Глобальное потепление началось в начале плиоцена. В позднеплиоценовую эпоху оно достигло своего апогея и сильно затронуло арктические районы, отличаясь на короткий период времени стабильными характеристиками.

Табл. 1. Стратиграфическое распространение руководящих видов морских моллюсков в отложениях миоцена-голоцена запада российского сектора Евразийской Арктики

Миоцен	Ранний плиоцен	Поздний плиоцен	Ранний эоплейстоцен	Поздний эоплейстоцен	Ранний-средний неоплейстоцен	Поздний неоплейстоцен	Голоцен	Возраст
								<i>Isocrassina basteroti</i> (De la Joinkaire)
								<i>Isocrassina fusca</i> (Poli)
								<i>Isocrassina scaldensis</i> (Janssen et van der Slik)
								<i>Isocrassina ariejansseni</i> Marquet
+								<i>aMya gudmunduri jugorica</i> (Krylov et Marquet)
								<i>aMya gudmunduri komica</i> subsp. nov.
								<i>Mya truncata</i> Linnaeus
								<i>Mya schwarzbachii</i>
								<i>Panomya obliquelongata</i> Strauch
								<i>Panomya arctica paichoica</i> subsp. nov.
								<i>Panomya arctica arctica</i> (Lamarck)
7	6	1	8	1	2	3	Более 5*	Число появившихся руков. видов, подвидов, форм

Миоцен	Ранний плиоцен	Поздний плиоцен	Ранний эоплейстоцен	Поздний эоплейстоцен	Ранний средний неоплейстоцен	Поздний неоплейстоцен	Голоцен	Возраст
								<i>Cyrtodaria angusta</i> (Nyst et Westendorp)
								<i>Cyrtodaria jennissae</i> Sachs
								<i>Cyrtodaria rossica</i> Krlov et Gusev
								<i>Neptunea striata</i> <i>hyratodespecta</i> Strauch
								<i>Plicifusus rhyssus</i> (Dall)
								<i>Chlamys albida</i> (Dall)
								<i>Chlamys pusio</i> (Linnaeus)
								<i>Buccium rhodum</i> Linnaeus
								<i>Arctica islandica</i> (Linnaeus) (атлантическая)
+								<i>Arctica islandica</i> (Linnaeus) (арктическая)
								<i>Serripes groenlandicus</i> (Mohr)
								<i>Mytilus edule</i> (Linnaeus)
								<i>Spisula elliptica</i> (Brown)

- *Примечание: для голоцена типичны впервые появляющиеся многие виды современных северотихоокеанских и североатлантических моллюсков

Табл. 2. Палеоклиматическая кривая морских вод верхнего кайнозоя запада российского сектора Евразийской Арктики, построенная на основе анализа биофаций морских моллюсков данного возраста этого региона.

Возраст	Биофации			Палеоклимат	Кривая палеоклиматических флуктуаций морских вод восстановленная по анализу биофаций (от южнобореального до североарктического климата)										Моллюски – индикаторы палеоклимата (на основе использования данных по ныне живущим видам)
					Аркт.					Бореал.					
Голоцен	Серрипесовые, митулосовые, циртодариевые, миевые, нептунеевые			Южноарктический-северобореальный										Преобладающие <i>Mythilus edule</i> Linnaeus характерны для бореального климата	
	Астартовые, реже хиателловые														
	Митулосовые														
	Астартовые, реже хиателловые														
Поздний неоплейстоцен	Арктики с вып. макушкой	Хиателловые (толст.)	Митулосовые	Северобореальный - южноарктический										Встречаются <i>Arctica islandica</i> (Linnaeus) (арктическая форма)обитающая ныне на севере бореальной области запада России, в более северных районах нередко более холоднолюбивые хиателлы и мии	
	Арктики с невып. макушкой	(тонк.)	Митулосы												
	Арктики с вып. макушкой	(толст.)													
	Арктики с невып. макушкой	(тонк.)	Митулосы												
Ранний-средний неоплейстоцен	Арктиковые			Североарктический-северобореальный									Доминируют <i>Macoma calcaria</i> Gmelin, <i>Arctica islandica</i> (Linnaeus) (мелкая арктическая форма), хиателлы		
	Макомовые/портландиевые														
	Хиателловые														
	Хлямисовые/астартовые														

Для более северных областей Сибири (санчуговская свита) и Востока Европейской части (роговская и вашуткинская свиты) России (Троицкий, 1979; Крылов, 2010, 2014; Кузнецов, Зархидзе, Крылов, 2014), как и для Гренландии (Simonarsen, Petersen, Funder, 1998) характерна портландиевая, хляμισовая, миевая и иная лагунная фауна, которая была максимально устойчива к колебаниям климата и солености воды. В конце эоплейстоцена полностью вымерли большинство атлантических и многие тихоокеанские виды моллюсков. В это время на данной территории появляются многие зарывающиеся современные более холодолюбивые виды моллюсков как атлантического, так и тихоокеанского происхождения: *Mya truncata* Linnaeus, *Chlamys albida* (Dall), *Buccinum rhodum* Dall и др.

5. Неоплейстоценовый этап. Для фаун раннего и среднего неоплейстоцена типичны обедненные комплексы моллюсков с распространением лагунных форм: портландий, хляμισов и асарт, что говорит о сильном влиянии предыдущих эпох похолоданий, которые нанесли значительный ущерб видовому составу малакофауны. В самой кровле разрезов встречаются мелкие арктики. В это время наблюдались довольно контрастные изменения климата. В верхнем неоплейстоцене встречаются ныне не живущие в этом регионе (за исключением его самой западной части): *Arctica islandica* Linnaeus (арктическая форма с сильно- и слабовыпуклой макушками), *Littorina littorea* Linnaeus, *Spisula elliptica* (Brown), *Cerastoderma glaucum* (Poiret), *Mytilus edule* Linnaeus. Во многих районах доминировали арктики, которые ныне типичны лишь для зоны Гольфстрима. Воды были преимущественно бореальными, но с чередованием в разные эпохи от более теплых к более холодным (в позднем неоплейстоцене Пай-Хоя нами отмечается два таких чередования). В более теплое время количество видов резко возрастало. Для расселения этой фауны значительную роль играл Палеогольфстрим (Dahlgren, Weinberg, Halanuch, 2000 и др.). Следует отметить, что раковины этого возраста преимущественно обеленные и карбонатизированные (мелованные). В конце этапа большинство вышеупомянутых видов атлантического происхождения вымерло или мигрировало на юго-запад.

6. Голоценовый этап. Для содержащейся в этих отложениях фауны типичны современные виды, широко распространенные и ныне вдоль арктического побережья: *Mytilus edule* Linnaeus, *Serripes groenlandicus* (Mohr), *Cyrtodaria kurriana* Dunker, *Chlamys islandicus* (Muller), *Neptunea despecta* Linnaeus и многие иные виды гастропод. Их раковины слабо фоссилизированы, плотные и содержат слабоизмененный гладкий и блестящий внутренний слой. В начале этого этапа климат был преимущественно арктический, а раковины моллюсков имели более малые размеры, а комплексы моллюсков были значительно обеднены. В позднем голоцене фауна полностью приобретает современный облик. В настоящее время во время последнего глобального потепления в Арктику опять активно начинают проникать атлантические и тихоокеанские виды моллюсков (уже отмечено более 20 видов моллюсков). Некоторые из этих видов-вселенцев могут нанести существенный урон уникальной малакофауне Арктики. Масштаб и продолжительность этого потепления дискуссионны и нуждаются в исследовании, как и изменения, которые могут затронуть северные территории и фауну нашей страны. Однако, как показывают исследования фауны сходного с ним верхнеплиоценового потепления, можно предположить, что оно имеет сложный характер и будет отличаться:

- длительным периодом значительной контрастности климата на различных территориях, что будет отражаться на составе обитающей там фауны;
 - изменением химического состава водных масс арктических морей;
 - быстрой миграцией на север представителей многих видов атлантической малакофауны (они могут достигнуть берегов п-ова Таймыр);
 - медленным таянием ледового покрова и повышением уровня арктических морей.
- Своего апогея потепление достигнет через значительный промежуток времени. Возможно, со временем оно сменится сходным по характеру, но значительно меньшим по продолжительности, более резким похолоданием, которое может привести к вымиранию многих проникнувших в Арктику видов моллюсков.

Резюмируя вышесказанное, можно предположить, что основным фактором, стимулирующим миграцию, расцвет и вымирание кайнозойских морских моллюсков на западе Российской Арктики, вероятно, являлся климатический фактор: потепления приводили к постепенному увеличению численности особей и видов моллюсков, а похолодания — к их уменьшению. При этом на общее развитие малакофауны в Арктике наибольшее влияние оказывали эпохи потеплений. Возможно, что на исчезновение многих видов моллюсков в конце эоплейстоцена и позднего неоплейстоцена влияли максимумы похолодания, а успешные миграции моллюсков из иных регионов и увеличение численности арктических видов были обусловлены крупными потеплениями. Данным явлениям в западной части Российской Арктики предлагается дать событийно-стратиграфический характер и использовать их при проведении биостратиграфических работ в данном районе.

Список литературы.

- Гладенков Ю.Б. 1978. Морской верхний кайнозой северных районов // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 313, М.: Наука, 194 с.
- Крылов А.В. 2010. Моллюски и стратиграфия морских отложений позднего кайнозоя северо-восточного Пай-Хоя//Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10, М.: ГЕОС, с. 176-180.
- Крылов А.В. 2014. Новые данные по бореальным моллюскам из отложений плиоцена-эоплейстоцена западной части Российской Арктики // Изв. РГО, т. 146, вып. 1, с. 56-72.
- Кузнецов А.Б., Зархидзе Д.В., Крылов А.В. 2014. Стронциевая изотопная хемотратиграфия позднекайнозойских отложений Тимано-Уральского региона по раковинам моллюсков: обоснование эоплейстоцена // Доклады РАН., т. 458, № 6, с. 687-691.
- Лившиц Ю.Я. 1973. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Л.: Недра, 160 с.
- Келлер Б.М., Лаврушин Ю.А. 1970. Великие оледенения в истории Земли. М.: Знание, 64 с.
- Матишов Г.Г. 1987. Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 270 с.
- Мерклин Р.Л., Зархидзе В.С., Ильина Л.Б. 1979. Определитель морских плиоцен - плейстоценовых моллюсков северо-востока Европейской части СССР // Труды ПИН АН СССР, т. 173, М.: Наука, 96 с.
- Троицкий С.Л. 1979. Морской плейстоцен Сибирских равнин // Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 293 с.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сулейманова Ф.И. и др. 1981. Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: о Наука, 162 с.
- Dahlgren T. G., Weinberg J. R., Halanych K. M. 2000. Phylogeography of the ocean quahog (*Arctica islandica*): influences of paleoclimate on genetic diversity and species range // Marine Biology., №137, pp. 487–495.
- Dowsett H. J., Robinson M. M., Foley K. M., 2009. Pliocene three-dimensional global ocean temperature reconstruction // Climate of the Past, vol. 5, pp. 769-783
- Simonarson L.A., Petersen K.S., Funder S. 1998. Molluscan paleontology of the Pliocene-Pleistocene Kap Kobenhavn Formation, North Greenland // Meddelelser om Gronland. Geoscience., Vol. 36, 104 p.
- Filippelli G. M., Flores J. 2009. From the warm Pliocene to the cold Pleistocene: A tale of two oceans // Geology, vol. 37, issue 10, pp. 959-960.
- Krylova E. M., Ivanov D. L., Mironov A. N. 2013. The ratio of species of atlantic and pacific origin in modern arctic fauna of bivalve molluscs // Invertebrate Zoology, Moscow, pp. 89-126
- Ravn J.P.J. 1922. On the mollusca of Tertiary of Spitzbergen/Resultater av De Norske Statsunderstottede Spitsbergenekspeditioner // Bd. 1. Kristiania, pp. 1–28.
- Robinson M., Dowsett H. J., Chandler M. A2008. Pliocene role in assessing future climate impacts//Eos Trans. Amer. Geophysics. Vol 89, № 49, pp. 501–502.
- Robinson M.M.: 2009. New quantitative evidence of extreme warmth in the Pliocene Arctic // Stratigraphy, vol. 6, pp. 265–275.
- Strauch F. 1972. Phylogenese Adaptation und Migration einiger nordischer mariner Molluskengenera (*Neptunea*, *Panomya*, *Cyrtodaria* und *Mya*) // Abh. der Senckenberg Naturforsch. Gesellsch. Frankfurt am Main, Bd. 531, pp. 1-211.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МЕЗЕНСКО-КУЛОЙСКО-НИЖНЕПИНЕЖСКО-СЕВЕРОДВИНСКОЙ ПАЛЕОЛОЖБИНЫ (МКНСпл). СТАТЬЯ 1. ФАКТОРЫ ЗАЛОЖЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ НА МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ

С.А. Левин (Пинежский)¹, А.Н. Чеповский²

¹Русское Географическое общество, С.-Петербург, paleo.lev@mail.ru

²Фрилансер, г. Москва, geo.gis@mail.ru

PALAEOGEOGRAPHY OF THE MEZEN-KULOI-PINEGA-DVINA PALAEOHOLLOW. ARTICLE 1. FORMATION FACTORS AND MESO-CENOZOIC EVOLUTION.

S.A. Levin (Pinezhskiy)¹, A.N. Chepovskiy²

¹Russian Geographical Society, Saint Petersburg

²Independent researcher, Moscow

Современные палеогеографические представления об истории формирования магистральных рек Русского Севера (Кулоя Беломорского, Мезени и Северной Двины с её крупнейшим правым притоком – Пинегой) во многом производны от периода становления в России полигляциальной концепции. В согласии с существовавшими тогда представлениями о гидрографической сети этих бассейнов, В. Рамсеем в 1898 г. было постулировано главное бифуркационное событие позднего ледниковья, связанное, по его мнению, с перегораживанием приустьевой части Северодвинской палеоложбины одноимённой деградирующей лопастью Скандинавского ледника. Сконцентрированные там массы льда послужили естественной плотиной для стока речных вод в Двинскую губу и были перенаправлены через нижний отрезок Пинежской долины в Кулой, а уже по нему - на север в одноименную губу Белого моря (W. Ramsay, 1898-приведено по Едемский, 1926). Отличаясь картографической простотой и очевидной наглядностью, эта модель считалась более чем естественной и поэтому с момента своего появления никогда и никем не оспаривалась, однако и не подтверждалась прямыми геоморфологическими и геологическими наблюдениями. На концепцию Рамсея периодически ссылаются более поздние исследователи. Она упоминалась в диссертационной работе З. А. Багровой, крупных сводках по геологии квартара (Геология четвертичных отложений ..., 1967). В последнее время она была модифицирована в двух крупных монографиях А. С. Лавровым и Л. М. Потапенко (Лавров, Потапенко, 2005; Лавров, Потапенко, 2012). В этих работах наличие ледниковой «пробки» в нижнем течении Северной Двины приписано «сёрджу» (?) Челмохта без определения конкретного магистрального пути его движения, но с однозначным выводом, что именно он и явился причиной возникновения в Двиноважье и на Печоро-Камско-Вычегодском междуречье системы подпрудных приледниковых озер с частично и временно обращенным стоком в Волжко-Камский бассейн и далее в Каспий.

Не станем скрывать, что сама по себе, констатация наличия сёрджей не только на нашей территории, но и на других приморских равнинах Северной Евразии вызывает у нас стойкое отторжение. Во-первых, все они, будучи различными модификациями водноледово-грязекаменных потоков, известных как сели, являются атрибутом исключительно горных стран и не могли развиваться на равнинах по причине незначительных перепадов высот. Во-вторых, уже первый из них - Кулойский (в интерпретации последних авторов) оказался по крупной стронций-вмещающей кольцевой структурой с корнями в мантии (Левин, Чеповский, 2015; Левин, Чеповский, 2015; Левин (Пинежский), Чеповский, 2015) и, к тому же, положительной формой, получившей свою современную выраженность в рельефе дневной поверхности за счет препарировки радиально расходящихся сводовых разломов в условиях литоральной и супралиторальной части разновысотного-разновременных морских бассейнов. Последнее подтверждается скоплениями там прижизненно захороненной малакофауны, среди которой, кроме типично неоплейстоценовых, были установлены и плиоценовые виды, адекватные таковым же из разрезов Европы и бассейна р. Печоры (Левин (Пинежский) и др., 2016; Левин (Пинежский), Крылов и др., 2016).

Аналогичная путаница происходит от недоучёта (или элементарного незнания) геологами-четвертичниками и геоморфологами-палеогеографами того, что на данной территории расположена Архангельская алмазоносная провинция (ААП) с массовым развитием тектонически предопределённых рельефообразующих структур линейно-линеamentного и кольцевого типа (Левин, Чеповский, 2010). Большинство исследователей игнорируются данные геологической съёмки м-ба 1:200 000, которая еще в конце 20 столетия установила сначала на Лешуконских (Филиппов и др., 1985), а потом и на Несских (Черемхина, 1996) листах морское, ледово-морское, аллювиально-морское и, в целом, аквальное происхождение всего сложно стратифицированного четвертичного покрова. В результате в северной части Архангельской области возникла внутренняя «линия фронта», по одну сторону от которой на западе (в Прибеломорской части) сейчас располагаются полигляциальные листы, а по другую (в Притиманской и на полуострове Канин с его перешейком) – морские. Их границы, проходя ровно по обреза́м съёмочных планшетов, парадоксально рассекают надвое не только саму МКСпл, но и множество других генетически единых и одновозрастных форм рельефа с вмещенно-наложенными (в них и на них) четвертичными осадками.

Наши работы в этом проблемном регионе проводятся с целью изучения потенциала россыпной алмазоносности и в качестве базового вида работ включают изучение связей перспективных водотоков бассейна МКСпл и её самой с различными элементами дизъюнктивной тектоники, которые на протяжении всей геологической истории предопределяли направленность идущих здесь процессов. Полученные данные показывают, что МКСпл является эталонной моделью контроля гидрографической сети сетью разломов с образованием генетически взаимообусловленных тектоно-гидрографических парагенезисов. Мы подразделили геоморфологически единую МКСпл на ряд сегментов с целью подчеркнуть принадлежность к различным системам разломов:

1) Мглинско-Сёмжинский сегмент (с реками Мглой и Сёмжей), следующий субпараллельно Конушинскому берегу полуострова Канин, вложен в одноименный разлом западного обрамления Несско-Тылугского выступа фундамента Канинской структурной зоны [6];

2) Нижнемезенский сегмент полностью совпадает в плане с полосой наиболее тектонически дезинтегрированных пород в протяженном Нижнемезенско-Вашкинском разломе, пограничном по отношению ко всей Мезенско-Вашкинской зоне поднятий кристаллического фундамента и палеозойского чехла (Государственная геологическая карта..., 1999);

3) Пёзарецкий сегмент, названный так по реке Пёзе – правому близустьевому притоку р. Мезени, по всему своему простира́нию наследует Транстиманскую дислокацию (ТТД) в её идентификации А. М. Берлянтом (Берлянт, 1969);

4) Чецарецкий сегмент, расположенный чуть западнее (на водоразделе нижних течений Кулоя и Мезени), в зоне геодинамического влияния ТТД, оконтуривает южную периклиналь Каменско-Долгощельской кольцевой структуры;

5) меридионально вытянутый Кулойско-Нижнепинежский сегмент фиксирует выделенную ещё в середине 70 годов прошлого столетия магистральную зону Пинежско-Кулойской системы региональных глубинных разломов, разграничивающих в фундаменте Русской платформы Восточный погребенный склон Балтийского щита и, собственно, Мезенскую синеклизу (Левин, 1975; Торсуев, Левин, 1980);

6) наиболее сложно построенный Пинежский авандельтовый сегмент со всей системой своих разветвленных рукавов сформирован по основным дизъюнктивным элементам крупного виргационного узла в районе пересечения разломов Пинежско-Кулойской системы с континентальным продолжением Главной (Кандалакшско-Северодвинской) тектонической оси Белого моря в её раннем (Юдахин, 2003) и нынешнем понимании (Балуев, 2012).

Рассмотренная связь, в общем и целом, присуща всей территории ААП, но, начиная с центральной части Беломорского плато (т.е. к востоку от полосы развития терригенных

пород венда и урзугской свиты карбона) и до левобережий нижних течений рек Мезени и Вашки, она напрямую связана с крайне широкой представленностью в составе породно-вещественных комплексов палеозоя химически растворимых толщ. При общем моноклинальном залегании с выдержанным падением на восток и юго-восток под углами в 0.5-1.5°, эти толщи сменяют друг друга в виде субмеридионально вытянутых полос различной ширины и отличаются повсеместно идущими карстовыми процессами с формированием разнообразной морфоскульптуры. При многочисленных равных условиях (однородной литологии и химизме разновозрастных толщ, количественно сопоставимой трещиноватости, одинаковой величине врезов и т.п.) главные сегменты МКНСпл – Кулойско-Нижнепинежский и Пинежский суммарной протяженностью более чем в 300 км – всячески избегают прилегающих полос карбонатов и постоянно «осваивают», главным образом, зону холокарстовых, т.е. очень быстрорастворимых (по Г. А. Максимовичу) эвапоритовых пород. К последним относятся химически чистые гипсы и ангидриты соткинской свиты сакмарского яруса на западе; переслаивание тех же сульфатов с доломитами в кулогорской свите того же сакмара в центре, и примыкающие к ним с востока терригенно-сульфатные красноцветы уфимского яруса верхней перми, где содержание гипса в алевролитах, аргиллитах и песчаниках вихтовской свиты изменяется от 30-40 и до 55-65 %.

Селективность процессов химической дезинтеграции была предопределена здесь сетью региональных разломов, по плоскостям которых осуществлялся напорный подъём глубинных хлоридных-натриевых и стронцийсодержащих вод высокой минерализации (Малов, 2012; Полякова, 2012; Станковский и др., 1980). Этот процесс, активно действующий вдоль и на периферии МКНСпл, унаследован от эпохи длительного мезокайнозойского (доолигоценового) перерыва, когда вся сеть контролирующих и оперяющих её разломов испытывала неоднократные реактивации и принимала активное участие в формировании современного орогидрографического плана. Тогда произошло обособление ещё зачаточного Беломорского плато, останцовой Сийско-Охтомской возвышенности, нынешней широтной макроизлучины Пинеги и других положительных макроэлементов рельефа вдоль нижних течений Мезени и Вашки. Это обособление происходило в режиме активной селективно-карстовой проработки сульфатной части сводного разреза с участием в нём тогда ещё существовавших покровных карбонатов казани, которые постепенно были расчленены на две разноразмерные субмеридиональные ленты и в дальнейшем развивались обособленно.

При реформации западной ленты, частично входящей сейчас в геоморфотектонический план Беломорского плато, в ней постепенно обособились два крупных останца (Красногорский и Соянский) с несвойственным региону выдержанным по вертикали и локализованным по площади типом залегания литифицированных толщ. Казанские карбонаты с собственным замедленно-консервативным режимом карстования бронировали нижележащие сульфатные и терригенно-сульфатные комплексы и способствовали переводу подземно-поверхностного стока на всю окружающую периферию, в том числе в примыкающую зону будущей МКНСпл. Последняя при этом трансформировалась в линейную отрицательную форму, на фоне которой отпрепарированные уже в квартере останцы вошли в состав восточной части уступа плато и существуют на нём до сих пор как – гипсометрические доминанты, возвышающиеся над нынешним уровнем палеоложины на 158 метров на Красногорском и 212 м на Соянском останцах.

Принципиально иной характер имела деструкция исходных разрезов и образование крупных форм рельефа в пределах восточной ленты. Здесь при моноклинальных условиях залегания в этих процессах участвовал не только приток агрессивных подземных вод снизу, но и их переток по падению пород в подповерхностных зонах горизонтальной и напорной циркуляции со стороны Беломорского плато. Происходило и дополнительное поступление атмосферных вод по поверхностной дренажной палеосети, для которой постепенно понижающаяся пра-МКНСпл уже тогда начала служить региональным базисом денудации. При сочетании таких условий ведущим агентом рельефообразования выступила здесь всё та

же высокоскоростная карстовая денудация сульфатонесущих толщ. При массовом формировании поверхностной карстовой морфоскульптуры в виде, рытвин, логов и плотно расположенных воронок происходило повсеместное снижение высоты залегания сульфатов всей холокарстовой полосы и, как следствие, первично-экзогенная гипсометрическая акцентация крупных форм палеорельефа в менее растворимых приграничных карбонатах. Последние как бы «всплывали» постепенно над палеозойской поверхностью осадконакопления вдоль всей восточной границы развития галогенных толщ, где и продолжают сохраняться над ней как результат и свидетельство существенных различий в скоростях деструкции самих карстопоражённых пород и форм рельефа, в строении которых они принимают участие.

Третий, криптокарстовый (подкапывающий), вариант мезо-кайнозоского этапа рельефообразования реализовался в тех же карбонатах казани на современном возвышенном левобережье Мезени, по всей Вашке и на средней Пинеге под краевой полосой их перекрытия тектонически нарушенными и маломощными породами татарского яруса. Сами карбонаты карстовались (и карстуются) непосредственно под ними на глубинах первого десятка метров, вызывая дополнительное механическое дробление терригенно-карбонатизированных татарских толщ с их превращением в мелкозём и неизбежное медленно-механическое перемещение всей этой дезинтегрированной массы путем суффозии в системы карстовых полостей казани и оползневым путем - по склонам возвышенных участков.

Список литературы:

Балуев А. С., Журавлёв В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:1 500 000) Труды ГИН, вып. 597. М, ГЕОС. 2012. 104 с.

Берлянт А. М. Транстиманская дислокация. // Известия ВГО. 1969. т. 101. вып. 2. с. 152-155

Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. (ред. Апухтин Н. И., Краснов И. И.) Ленинград. «Недра» 1967. 344 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Серия Мезенская. Листы Q-38-XXI, XXII (Мезень), Q-38-XXIII, XXIV (Сафоново), Q-38-XXVII, XXVIII (Лешуконское). Объяснительная записка. М. 1999. с. 107. Составители: Зоренко Т.И., Затульская Т. Ю., Александрова О. А.

Едемский М. Б. Предварительный отчёт о геологических работах на р. р. Пинеге, Сотке и Кулое в 1921 году. // Труды геологического и минералогического музея имени Петра Великого АН СССР. Ленинград. 1926. т. 5. вып 5. с 117-169.

Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск. Изд-во ОАО «ИПП «Правда Севера» 2004. 284 с.

Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М. ФГУНПП «Аэрогеология» 2005. 221 с.

Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология) М. 2012. 191 с.

Левин С. А. Карст Беломорско-Кулойского плато и Мезенской низменности как индикатор разрывной тектоники и новейших движений. // Геоморфологические сообщения. Казань. Изд-во Казанского Университета. 1975. с. 36-38.

Левин С. А. Чеповский А. Н. Основные результаты дистанционного картирования кольцевых структур в закрытых районах Архангельской алмазоносной провинции (ААП) на базе программы Google Планета Земля (Google Earth) // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. М. 2010. с 72-76.

Левин С. А., Чеповский А. Н. «Кулойский»(?) «сёрдж»(?) и этические аспекты изучения проблемных регионов. Статья 1. Постановка проблемы на обсуждение и основные причины сомнений в достоверности заключений о генетической сущности объекта исследований. //Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и направления дальнейших исследований. Материалы . 9 Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск. 2015. с 261-263.

Левин С. А., Чеповский А. Н. «Кулойский» (?) «сёрдж» (?) и этические аспекты изучения проблемных регионов. Статья 2. Объект исследований при многопозиционной авторской оценке его генезиса и эволюции во времени. // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и направления дальнейших исследований. Материалы 9 Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск. 2015. с. 263-266.

Левин (Пинежский) С. А., Чеповский А. Н. «Кулойский» (?) «сёрдж» (?) и этические аспекты изучения проблемных регионов. Статья 3. Материалы к проблеме картографирования Северного плейстоцена по методологическим установкам ФГУНПП «Аэрогеология» // Сборник научных трудов по итогам 2 научно-практической конференции ИЦРОН «Естественные и математические науки: вопросы и тенденции развития. Красноярск. 2015. с. 86-92.

Левин (Пинежский) С. А., Крылов А. В., Полякова Е. В., Чеповский А. Н. О первых находках морской плиоценовой фауны в Архангельской области. Статья 1. Вихтовско-Керщельский модельный ряд прижизненного захоронения и современного переотложения морского фаунистического комплекса. // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. М. 2016. с 55-59.

Левин (Пинежский) С. А., Крылов А.В., Полякова Е. В., Чеповский А. Н. О первых находках морской плиоценовой фауны в Архангельской области. Статья 2. Видовой состав Вихтовско-Керщельского фаунистического комплекса. //Проблемы региональной геологии Северной Евразии. М. 2016. с. 59-63.

Малов А. И. Подземные воды Юго-Восточного Беломорья: формирование, роль в геологических процессах. Екатеринбург. УРО РАН, 2003. 234 с.

Полякова Е. В, Стронций в подземных водах Мезенской синеклизы. Germany: LAP Lambert Academic Publishing, Hamburg. 2012. 185 с.

Станковский А.Ф., Веричев Е. М., Ерохин А.Т. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения площадей м-ба 1:200000 в Беломорско-Кулойском регионе Архангельской области (листы Q-37-XVII,XVIII; - XXII-XXIV; - XXVIII -XXX; Q-38-XIII, XIV; - XIX,XX;- XXV, XXVI; - XXXI; XXXII) Кулойская геологосъемочная партия 1974 – 1980 гг., Севголфонд. Архангельск 1980. с. 1006

Торсуев Н. П., Левин С. А. Географические аспекты изучения равнинного карста. Казань. Изд-во Казанского Университета. 1980. с. 208.

Филиппов В. В., Астафуров В. А., Варламов А. М, и др. Отчет о результатах групповой геологической съёмки м-ба 1:200000 севера Мезенской впадины (листы: Q-38-XXI-XXII; -XXIII; XXVII-XXVIII; -XXXIII-XXXIV; XXXV). Лешуконская геологосъемочная партия. 1980 – 1985 гг. Севголфонд. Архангельск 1985. с. 435

Черемхина Г. М., Степанов В. П., Румянцева Т. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые полуострова Канин. Отчет Несской ГСП о результатах ГГС и ГДП масштаба 1:200 000, проведенных в 1988-1996 гг. Севголфонд. Архангельск 1996. с. 512

Юдахин Ф. Н., Шукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург. УРО РАН. 2003. 299 с.

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ДВУХ ПОГРЕБЕННЫХ ТЕРРАС РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ПОРЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА КОСТЕНКОВСКОГО РЕГИОНА (БАССЕЙН ДОНА)

Г.М. Левковская¹, А.И. Юдкевич², А.Н. Боголюбова³, М.Г. Безуглов⁴

¹Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
ggstepanova@yandex.ru

²АО «Институт Гидропроект», Москва, Россия

³Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия,
anastassia.bogoubova@gmail.com

⁴ООО «АЙТИ СПб», Санкт-Петербург, Россия

CLIMATOSTRATIGRAPHY OF THE TWO BURIED TERRACES (EARLY AND MIDDLE UPPER PALAEOLITHIC) IN KOSTENKI, THE DON RIVER BASIN

G.M. Levkovskaya¹, A.I. Yudkevich², A.N. Bogolyubova³, M.G. Bezuglov⁴

¹Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

²JSC «Institute Hydroproject», Moscow, Russia

³Komarov Botanical Institute RAS, St. Petersburg, Russia

⁴LTD «IT-SPB », St. Petersburg, Russia

Введение. По мнению археологов, геологов и геоморфологов памятники ранней и средней поры верхнего палеолита Костенковско-Борщевского района Русской равнины связаны с отложениями второй надпойменной террасы реки Дон или балок, открывающихся к реке, а поздней поры верхнего палеолита – с первой надпойменной террасой, осадки которой формировались во время поздневалдайского оледенения. Но при этом одни геологи дифференцируют в бассейне Дона и балках Костенковского региона одну вторую и одну первую надпойменные террасы (Грищенко, 1961; Лазуков, 1954, 1957; Величко, 1963; Краснов, Заррина, 1984; Панин, 2013, 2015), а другие – два уровня каждой из них. (Дурнев, 1974, 1979; Грищенко, Дурнев, 1974, Грищенко, 1974).

Дискуссионность проблемы количества вторых и первых надпойменных террас реки Дон и прилегающих к нему устьевых частей балок обусловлена: 1) близкими высотами базисов эрозии высоких и низких уровней каждой террасы в прошлом; 2) сложностью геоморфологической дифференциации их, т.к. они не всегда выражены в современном рельефе. Их поверхности и осадки на многих участках погребены под делювиальными шлейфами, что показывает разрез погребенных балочных аллювиальных отложений из района стоянки Костенки 17, опубликованный А.А. Величко (Величко, 1963; Борисковский 1963); 3) отсутствием до момента настоящей публикации климатостратиграфической дифференциации отложений этих террас; 4) отсутствием датировок непосредственно аллювиальных отложений.

Данная дискуссия актуальна для: 1) обоснования геологической шкалы бассейна реки Дон; 2) периодизации археологических памятников; 3) археологической интерпретации культурных слоев и методики раскопок, т.к. в едином раскопе погребенные культурные слои, залегающие практически на одной глубине, могут быть разновозрастны из-за приращения друг к другу отложений разновозрастных высоких и низких палеотеррас с близкими базисами эрозии и однотипной литологией. Подобная картина была зафиксирована нами ранее в 1974 г. при описании разреза Костенки 12 (арх. А.Н. Рогачов и М.В. Аникович), а в 2006 г. – разрезом больших по площади раскопов Костенки 1 и 14 (арх. М.В. Аникович и С.А. Сеницын).

Методика. В данной статье сравнивается климатостратиграфия и хронология отложений двух погребенных разновозрастных террас из балки Покровского лога Костенок, которые сформировались ранее поздней фазы валдайского оледенения, т.е. древнее первой надпойменной террасы региона. Это – данные по скважине 3020, пробуренной Гидропроектom до глубины 15,8 м (до девонских глин) на плоском дне Покровского лога,

примерно в 50 м к югу от стоянки Костенки 1, и данные по подпепловой части отложений стоянки Костенки 12 (раскопки 2004 г.), которые перекрыты суглинками с тефрой извержения CI/Y5 около 40 000 л.н. на юге Италии. В обоих разрезах отложения разновозрастных палеотеррас представлены и балочными русловыми, и пойменными отложениями. Первые представлены опесчаненным мелкоземом с гравием и галькой разнообразного состава (скважина 3020) или меловых пород (Костенки 12), а вторые – оторфованным суглинком с диатомовыми водорослями (скважина 3020) и четырьмя палеопочвами (Костенки 12), каждая из которых сформировалась на пойменных отложениях. Для обоих разрезов получены междисциплинарные данные (Аникович и др., 2005, 2006; Аникович, Анисюткин, Вишняцкий, 2007; Аникович, Попов, Платонова, 2008; Левковская и др. 2005, Levkovskaya et. al, 2015; Holliday et al, 2006, 2007; Hoffecker 2005, Hoffecker, et al. 2005, 2006, 2008, 2010; Anikovich, Hoffecker et al., 2007, Housley et al., 2006). Для Костенок 12 это: 1) данные по археологии М.В. Аниковича; 2) палинологические (рис. 1), СЭМ-палинологические, климатостратиграфические и хроностратиграфические материалы и корреляции Г.М. Левковской; 3) микропочвенные исследования В.Т. Холлидея, доказавшие балочный пойменный генезис четырех слоев подпепловых отложений затронутых почвообразованием; 4) детальные палеозоологические планиграфические исследования Дж.Ф. Хоффекера и И.Е. Кузьминой; 5) IRSL/OSL, а так же C14 некалиброванные и калиброванные датировки, полученные Дж.Ф. Хоффекером в различных лабораториях; 6) АМС радиоуглеродные датировки, полученные Р. Хоуслеем. Для скважины 3020 – это не публиковавшиеся ранее описания отложений, выполненные А.И. Юдкевичем, палинологические данные Г.М. Левковской, определения диатомовых водорослей Р.Н. Джиноридзе и радиоуглеродные данные, полученные в лаборатории Гронингенского университета.

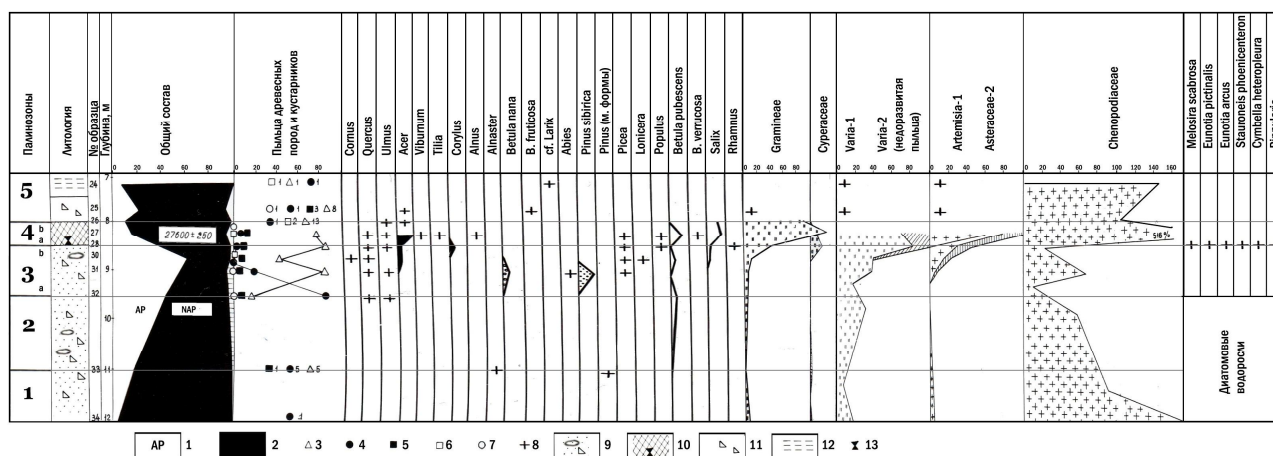


Рис. 1. Скважина 3020 из Покровского лога Костенок. Спорово-пыльцевая диаграмма погребенных под делювием осадков двух аллювиальных циклов, пойменные отложения раннего из которых формировались около 27,0 тыс. л.н.

Условные обозначения: 1 – AP, сумма пыльцы древесных пород и кустарников; 2 – NAP, сумма пыльцы травяно-кустарничковых растений; 3-8 – пыльца: 3 – ели; 4- сосны; 5- сумма пыльцы широколиственных древесных пород, 6 – ольхи, 7- березы; 8- единичные находки пыльцевых зерен; 9-10 – осадки раннего аллювиального цикла: 9 – песок с гравием и галькой меловых пород; 10 – пойменный оторфованный суглинок с диатомовыми водорослями; 11-12 – осадки позднего аллювиального цикла: 11 – суглинок с гравием; 12 – пойменные тонкоотмученные глины; 13 – место отбора торфа на радиоуглеродное датирование.

Примечание. На диаграмме процент пыльцы травянистых растений (NAP) рассчитан от числа пыльцы древесных пород и кустарников (AP).

Полученные материалы. Скважина 3020 Гидропроекта (бурение 1972 г.). Специфика отложений. Дифференцируются осадки трех аллювиальных циклов: второй террасы (слои 1-2), первой террасы (слои 3-4) и голоценовой (?) террасы (слой 5). Слой 1

(13,2-8,6 м.) – русловой аллювий первого цикла: песок с галькой и гравием разнообразного состава; слой 2 (8,6-8,2 м.) – пойменный аллювий первого цикла: пойменные оторфованные суглинки с диатомовыми водорослями и древесиной; слой 3 (8,2-7,9 м.) – гравийный горизонт, перекрывший оторфованные суглинки (русловой балочный аллювий второго цикла); слой 4 (7,9-4,9 м.) – слоистые пойменные отложения второго цикла: первой надпойменной террасы; слой 5 (4,9-0 м.) – голоценовый (?) балочный русловой аллювий, перекрывший отложения двух аллювиальных циклов.

Данные диатомового анализа (рис. 1): из оторфованного суглинка определены *Melosira scabrosa*, *Eunotia pictinalis*, *Eunotia arcus*, *Stauroneis phoenicenteron*, *Cymbella heteropleura*, *Pinnularia*.

Палинологические данные (рис. 1). Дифференцируются три комплекса для раннего руслового аллювия (палинозоны 1-3), комплекс для раннего пойменного аллювия (зона 4) и комплекс отложений второго аллювиального цикла (зона 5).

А. Комплексы руслового аллювия раннего цикла. Зона 1: резко доминирует пыльца лебедовых, прочая пыльца единична: карликовые зерна сосны, микротермов ольховника, карликовой и тощей березок. Зона 2: снизу вверх по разрезу возрастает количество пыльцы древесных пород и кустарников (AP) и сокращается количество пыльцы травяно-кустарничковых растений (NAP). Продолжается доминирование лебедовых. Возрастает количество пыльцы разнотравья. Зона 3: со-доминирует пыльца древесных пород и травяно-кустарничковых растений. Среди древесных сначала (3a) господствует пыльца сосны, позже (3b) – плохо развитая пыльца ели. Появляются единичные пыльцевые зерна широколиственных древесных пород – дуба, вяза и клена, а также березы, кедра, пихты, кизила и жимолости. Среди травянистых со-доминируют пыльца лебедовых и неопределимая трехборзднопорочная пыльца разнотравья.

Б. Комплекс пойменного аллювия раннего цикла (зона 4). В общем составе спектра доминирует пыльца травяно-кустарничковых растений, среди древесных по-прежнему господствует пыльца ели. Зафиксирован максимум пыльца широколиственных древесных пород (до 15%). Среди них господствует пыльца клена, присутствует пыльца дуба, вяза, липы и лещины. Обнаружена пыльца древовидной березы, ольхи, тополя, калины и ивы. Среди травянистых сначала (зона 4a) доминирует пыльца разнотравья, появляется пыльца осок. Позже (зона 4b) зафиксирован максимум пыльцы злаков, доминирует пыльца лебедовых, со-доминантами являются пыльца полыни, разнотравья и злаков.

В. Комплекс отложений второго аллювиального цикла (зона 5). Сначала (зона 5a) резко доминирует недоразвитая пыльца лебедовых. Единичны находки пыльцы древесных пород и кустарников (лиственницы, березки тощей и др.). Позже (зона 5b) – нормально развитая пыльца лебедовых.

Климатостратиграфия. Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование русловых отложений раннего аллювиального цикла началось в криоксеротическую фазу стадиала и продолжилось во время перехода от стадиала к межстадиалу. Пойменные отложения формировались в термоксеротическую (зона 4a) и термогигротическую (зона 4b) стадии умеренно-теплого и влажного межстадиала, когда в районе господствовали лесостепные условия. Растительность представляла собой сочетание пойменных еловых лесов с небольшой примесью широколиственных древесных пород, водораздельных и склоновых ксерофильных травянистых группировок, образованных лебедовыми, полынью и астровыми, а также лугов – злаковых и мезофильных разнотравных. В наиболее увлажненных местах встречались заросли осок. Формирование отложений позднего аллювиального цикла (зона 5) происходило в условиях слабой облесенности территории и господства в районе травянистых группировок, среди которых господствовали ксерофиты и эрзофилы – лебедовые.

Радиоуглеродные данные. В лаборатории Гронингенского университета по торфу для пойменных отложений раннего аллювиального цикла получена некалиброванная датировка $27\,600 \pm 250$ лет.

Корреляция со стратиграфической шкалой Русской равнины (Краснов, Заррина, Спиридонова, 1984, с.70; Спиридонова 1991). Палинологические и радиоуглеродные данные позволяют коррелировать: 1. начало (зона 1) формирования нижнего руслового аллювия - с Шенской криофазой (34 000 -32 500 л.), причем с ее началом; 2. пойменные оторфованные отложения (зона 4) - с дунаевским межстадиалом (32 500-25 000 л.); 3. отложения второго аллювиального цикла (зона 5) – с экстремальной фазой позневалдайского оледенения (начало оледенения 23 500 л.н.).

Костенки 12 (разрез 2004 г.). Специфика отложений. Строение разреза опубликовано на спорово-пыльцевой диаграмме (Левковская и др., 2005). В подпепловой части разреза (древнее 40 000 л.) представлены осадки двух аллювиально-эрозионных балочных циклов (сл. 19-12 и 10), разделенные делювиальным суглинком с вулканическим пеплом (сл. 11).

Осадки позднего цикла представлены русловым балочным аллювием: сл. 10 – суглинок с гравием мела и диатомовыми водорослями *Cocconeis placentula* (см. СЭМ-микрографию в: Левковская и др., 2005, с. 125).

Осадки раннего аллювиального цикла представлены русловым балочным аллювием (сл. 19 – галечно-гравийный белесый мергелистый суглинок) и сложным чередованием пойменных и наземных отложений (сл. 18-12). Связь их с балочными палеопоймами установлена детальными микроморфологическими исследованиями (Holliday et al., 2006, 2007). Выделено четыре горизонта палеопойм (сл. 18, 16, 14, 12), на поверхности которых образовывались палеопочвы (D, C, B, A) и формировались наиболее древние в верхнем палеолите региона культурные слои (Аникович и др., 2005): V – мутье (?) или верхний палеолит (?) (пойменный сл. 18, почва D); IV – безусловно верхний палеолит (пойменный сл. 14, почва B); III – костенковско-стрелецкая культура (пойменный сл. 12, почва A).

Палинологические данные. **А.** Ранний аллювиальный цикл. По палинологическим данным формирование руслового аллювия (низ сл. 19, зона 2) происходило во время максимального распространения в районе ерниковых формаций, образованных микротермами – ольховником и карликовой березкой.

Пачка пойменных отложений (верхи сл. 19 и сл. 18-13) формировалась во время сложного (зоны 3а-9) «вязового» мегаинтерстадиала с двумя оптимумами. В это время на поймах господствовали широколиственные вязовые леса, образованные микротермным видом вяза (*Ulmus laevis*), и мезофильные луга. Почти не было хвойных лесов и ксерофильных группировок. В палеозоологическом комплексе господствовал благородный олень. Климат был умеренно-теплый и влажный.

Закончилось формирование отложений раннего аллювиального цикла после завершения «вязового» мегаинтерстадиала (зона 9, сл. 13), в период нестабильной палеогеографической обстановки времени формирования слоя 12 с ленточной слоистостью (почва А, культурный слой III Стрелецкой культуры). Произошла быстрая смена следующих контрастных палеогеографических обстановок: зона 9 – заключительный этап мегаинтерстадиала, господства благородного оленя, вязовых лесов и влажных лугов; зона 10 – криоксеротический этап стадиала, господство лошади, а также лебедовых – эрозиофилов и ксерофитов, которые продуцировали невызревшую пыльцу (опубликована СЭМ-микрография нераспавшихся из-за недоразвития полиад этой пыльцы (Levkovskaya et al., 2015, Fig. 4)); зона 11 – холодный, но влажный этап стадиала, господство северного оленя и еловой лесотундры.

Б. Делювиальный этап. Во время формирования делювиальных отложений с вулканическим пеплом (сл. 11, зона 13а) в районе господствовали группировки, образованные ксерофитами и эрозиофилами – лебедовыми с недоразвитой карликовой пылью. Деревья были единичны.

В. Второй аллювиальный цикл. В начальный (русловой) этап находки пыльцы единичны. Позже господствовали мезофильные луга (сл. 10, зона 13b). Облесенность территории была незначительна.

Климатостратиграфия. Приведенные палинологические данные свидетельствуют о том, что формирование русловых отложений раннего аллювиального цикла началось во время стадиала с лесотундровым холодным, но не сухим типом климата. Образование пойменной пачки происходило в сложном (с двумя оптимумами), теплом, влажном и продолжительном «вязовом» мегаинтерстадиале. Внутри него зафиксировано лишь кратковременное ухудшение климата (зона 4, сл. 17) между оптимумами, не вызвавшее исчезновение вязовых лесов. Закончился ранний аллювиальный цикл Костенок 12 в стадиале с быстрой сменой криоаридных условий перигляциальных степей – на лесотундровые (влажно-холодные). В период катастрофического извержения CI/Y5 на юге Италии в Костенках зафиксирована криоаридная фаза. Формирование осадков следующего эрозионного цикла началось в новом стадиале.

Датировки (C14 калиброванные, C14 некалиброванные, IRSL/OSL). Разнообразные датировки, полученные для Костенок 12 неоднократно публиковались ранее (Hoffecker et al., 2005, 2008, 2010; Holliday et al., 2007; Anikovich et al., 2005; Housley et al. 2006), поэтому они приводятся в данной публикации без лабораторных номеров. Кроме того, они показаны на спорово-пыльцевой диаграмме (Левковская и др. 2005, рис.1), а также сведены на графике всех датировок подпепловых отложений Костенок 12, 14 и 17 и в хронологической таблице (Levkovskaya et al., 2015, Fig. 8, Table 1).

Для пойменных отложений раннего аллювиального цикла (сл. 18, 14, 12) получены некалиброванные радиоуглеродные и AMS датировки, которые без учета их доверительного интервала соответствуют хроносрезу 41 300–31 760 л.н.: 31 760±230, 34 710±330, 35 540±260, 35 820±230, 36 280±360/350, 38 410±300, 41 300±450 л.н. Калиброванные датировки без их доверительного интервала соответствуют хроносрезу 41 909–36734 кал. л.: 41 909±218, 41 732±190, 41 535±225, 41 263±110, 41 240±550, 41 070±212, 36 720±219, 36 734±177 кал. л.

Следующие IRSL/OSL датировки получены для пойменных отложений раннего аллювиального цикла – слоя 18 (почва D, палеолитический сл. V) и слоя 15 (подстилка почвы В с верхнепалеолитическим сл. IV): 52 440±3850, 51 330±4950, 50 520±4380, 50 120±3630, 48 870±3620, 47 390±3470, 47 380±3930, 46 910±3860, 45 200±3260, 44 650±3800, 44 620±3820, 44 150±3780, 43 990±3670, 43 870±3740, 43 470±3670 кал. л. Часть из них дублирует датировки одной и той же пробы. Подробная информация о них, включая их лабораторные номера, опубликована. IRSL/OSL датировки без учета их доверительных интервалов соответствуют хроносрезу 52 440–43 470 л.

Корреляции. Опубликована (Levkovskaya et al., 2015, fig. 5) корреляция спорово-пыльцевой диаграммы Костенок 12 (разрез 2004 года):

А. Приведена корреляция с надежно датированными с помощью варвохронологии изотопными «календарями» - с O16/O18 Гренландской ледниковой шкалой GISP2 (Groetes et al., 1993; Johnson et al., 2001) и C13/C14 шкалой сталагмита из пещеры Виллар из западной Франции (Genty et al., 2003), годовичные слои которого продатированы серией U/Th датировок.

Б. Выполнены корреляции с хорошо датированными спорово-пыльцевыми диаграммами: 1. отложений озера Monticchio из южной Италии с двенадцатью горизонтами вулканических пеплов (датированы с помощью варвохронологии и других методов (Watts et al., 1996)); 2. морских осадков черноморской скважины M72/5-25-CC1 с геомагнитным экскурсом Лашамп (40 700±950 л.н.) и тефрой CI/Y5 (Shumilovskikh et al., 2013).

Опубликованный корреляционный график проиллюстрировал прекрасную трансконтинентальную корреляцию трех глобальных событий: 1. криомера времени катастрофического извержения CI/Y5 около 40 000 л.н.; 2. очень резкое начало около 53 000–52 000 л.н. наиболее теплого интервала (53 000–43 000 л.н.) в пределах хроносреза 80 000–12 000 л.н. (конец изотопной стадии 4, стадии 3 и 2). Корреляция показала, что первый термомер этого хроносреза 80 000–12 000 л.н. (53 900–47 500 л.н. – интерстадиал Глинде, с оптимумом около 51 000–50 000 л.н.) по данным разреза Глинде и шкалы Villars (Behre, van der Plicht, 1992; Genty et al., 2003) был значительно теплее второго термомера (интерстадиала Моерсхофд: 47 500–43 500 л.). Первому наиболее значительному и

длительному термомеру на O16/O18 и C13/C14 шкалах соответствует наиболее четко выделяющаяся и длительная стадия 14, а на диаграммах Monticchio и Черноморской скважины – наибольшие максимумы пыльцы древесных пород в общем составе комплексов и широколиственных растений с господством дуба. На диаграмме Костенки 12 аналогичные максимумы зафиксированы для палеопойменного слоя 18 с наибольшим для палеолита Костенок максимумом вяза (зона 3b, палеопочва D, палеолитический сл. V). **3.** четко коррелируется во всех регионах конец мегаинтерстадиала Глинде+Моерсхоофд – 43 500 л.н.

Корреляции указывают на омоложенность радиоуглеродных датировок (калиброванных и некалиброванных) по сравнению с календарным возрастом отложений. Выявлена хорошая сопоставимость корреляционно-климатостратиграфических и IRSL/OSL датировок палеопойменных отложений раннего аллювиального цикла Костенок 12. Они начали формироваться около 52 000 л.н.

Выводы. Установлено существование в Покровском логе Костенок отложений двух погребенных террас. Начало формирования пойменных отложений наиболее древней из исследованных террас: 53 000-52 000 л.н (начало первого оптимума мегаинтерстадиала Гражданский Русской Равнины – Глинде+Моерсхоофд). Спорово-пыльцевые диаграммы Костенок 12 (Левковская и др., 2005) и диаграмма Гремяченской террасы реки Дон (неопубликованные данные Ю.Ф. Дурнева) указывают на связь обеих террас (балочной и речной) с «вязовым» мегаэтапом природной среды. Пойменные отложения более поздней террасы (данные по скважине 3020) начали формироваться около 27 000 л.н., в начальный этап дунаевского межстадиала. Обе эти террасы древнее первой надпойменной террасы Дона, которую обычно связывают с оледенением позднего валдая.

Список литературы:

Величко А.А. Спицынская стоянка (Костенки XVII) и ее значение для решения основных проблем геологии Костенковско-Борщевского района // МИА, – 1963. – № 121. – С. 201-219.

Левковская Г.М., Хоффекер Дж.Ф., Аникович М.В., Форман С.Л., Холлидэй В.Т., Попов В.В., Карцева Л.А., Стеганцева В.Я., Санько А.Ф. Климатостратиграфия древнейших палеолитических слоев стоянки Костенки-12 (Волковская) // Проблемы ранней поры верхнего палеолита Костенковско-Борщевского района и сопредельных территорий: Тр. Костенковско-Борщевской археологической экспедиции. – СПб., ИИМК РАН, – 2005. – Вып. 3. – С. 93–130.

Levkovskaya G.M., Shumilovskikh L.S., Anikovich M.V., Platonova N.I., Hoffecker J.F., Lisitsyn S.N., Pospelova G.A., Kuzmina I.E., Sanko A.F. Supra-regional correlations of the most ancient paleosols and Paleolithic layers of Kostenki-Borschevo region (Russian Plain) // Quat. Int., – 2015. – Vol.365. – P. 114-134.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Известия РАН. Сер.геогр., – 2013. – №1. – С. 118-129.

Остальную библиографию см. в работах: Левковская и др. 2005; Levkovskaya et al., 2015.

К ТЕОРИИ ГЕНЕЗИСА ЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ И ЛАНДШАФТОВ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТУНДРОСТЕПЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКИ

С.В. Левыкин, Г.В. Казачков

Институт степи УрО РАН, Оренбург, Россия, stepevedy@yandex.ru, tsvikaz@yandex.ru

GENESIS OF THE LITHOGENIC BASIS AND THE LANDSCAPES OF THE CENTRAL ARCTIC TUNDRA-STEPPE IN THE LATE PLEISTOCENE

S.V. Levykin, G.V. Kazachkov

Institute of steppe, Ural Division of RAS, Orenburg, Russia

В связи с организацией федеральной ООПТ на Новосибирских островах, которая запланирована на конец 2016 г., повышается актуальность проблемы происхождения лёссово-ледовых формаций (едом) Центральной Арктики и палеоландшафтов на их поверхности как одного из ключевых перспективных природоохранных и туристических

объектов. На основе наблюдений, сделанных в ходе экспедиций РГО «Новосибирские острова 2011-2013», разработаны дополнения к теории генезиса литогенной основы позднеплейстоценовых ландшафтов Центральной Арктики. Впервые обращено научное внимание на увалистый мезорельеф поверхности высокольдистых едом арктического типа как на возможное отражение процессов их формирования.

Согласно основным версиям происхождения едом, аллювиальной и золовой, в эпоху их роста поверхность едом была лишена мезорельефа и являлась горизонтальной со специфическим микрорельефом (Томирдиаро, 1980; Попов, 2013). Поэтому в первую очередь были рассмотрены возможности преобразования горизонтальной дневной поверхности в увалистую под действием природных процессов, свойственных голоцену Центральной Арктики. Показана проблематичность объяснения такого преобразования тремя наиболее вероятными процессами: водотоки, термопланирование, термокарст, что рассматривается как необходимость допустить возникновение увалистого мезорельефа на поверхности едом ещё в эпоху их роста.

Согласно наиболее перспективным версиям происхождения едом, аллювиальной и золовой, процесс их вертикального роста стартовал с горизонтальной подстилающей поверхности, поэтому допущение позднеплейстоценового происхождения увалистого мезорельефа требует объяснить, как в процессе роста едом горизонтальная поверхность преобразовалась в увалистую. Объяснение предложено с позиций золовой версии происхождения едом на основе представлений С.В. Томирдиаро о климате эпохи их роста (1972, 1980) и представлений В.В. Колпакова о механизмах их роста (1982, 1994). Объяснение предложено для высокольдистых едом арктического типа, на которых наблюдался увалистый мезорельеф, на основе представляющихся неизбежными различий плотности сети морозобойных трещин подстилающей основы. Для обоснования было проведено математическое моделирование результатов вертикального роста двух соседних едом, находящихся при одинаковых климатических условиях, но различаются по густоте сети морозобойных трещин подстилающей основы. Результаты моделирования показали, что для развития наблюдаемых увалов достаточно различия густоты сети морозобойных трещин под вершинами увалов и межувальными понижениями от 2,5% до 10%.

Обращено внимание на сценарий, по которому голоценовый термокарст мог преобразовать увалистую местность на едомной литогенной основе в современную равнину с множеством термокарстовых озёр. В этой связи отмечено, что для увалистых едом термокарст не характерен и предположено, что отсутствие условий для развития термокарста стало причиной сохранения увалистого мезорельефа до настоящего времени.

Рассмотрены проблемы аллювиальной версии происхождения едом в случае позднеплейстоценового происхождения едомных увалов, связанные с недостатком водных ресурсов как для затопления увалистой местности соответствующим слоем воды, так и для затопления соседней равнины. При этом аллювиальная версия рассматривалась на основе представлений А.И. Попова (2013).

На основе золовой версии происхождения едом уточнены представления о палеоландшафте типа степного на их поверхности в эпоху их роста. В частности, рассмотрены возможные вторичные факторы формирования увалистого мезорельефа, начинавшие действовать на развивавшихся увалах. Показано, как процесс развития увалов мог иметь следствием их локальное разрушение с образованием грунтового перекрытия нижележащей едомы, на котором перезапускался процесс роста едомы.

На основе золовой версии происхождения едом рассмотрены возможности для существования в позднеплейстоценовом ландшафте экологических ниш с широким спектром травянистой растительности, в свою очередь, предоставлявшего пищевые ниши комплексу травоядных с разнообразными пищевыми требованиями, известному как мамонтовая мегафауна. Сохранившиеся элементы этого единого комплекса распределены по различным современным природным зонам.

Обращено внимание на механизмы отрицательных обратных связей, поддерживавших широкий спектр травянистой растительности, на подпочвенное питание растительности и связанное с ним принципиальное отличие позднеплейстоценовых грассландов на поверхности едом от любых современных. Благодаря подпочвенному питанию за счёт подтаивания ледяных жил в тёплый сезон, вегетационный период продолжался весь полярный день, то есть гораздо дольше, чем в любом современном грассланде, причём этот вегетационный период приходился на сезон с наилучшим светообеспечением. Всё это позволяло травянистой растительности развить гораздо более высокую продуктивность биомассы, чем в любом современном грассланде, что способствовало высокой ёмкости пастбищ и созданию пищевых ниш для более крупных стадных травоядных, чем современные.

На основе эоловой версии происхождения едом развитие предложено дифференцировать на время лёссонакопления и время торфонакопления в грунтовых столбах едомы. Время лёссонакопления характеризуется локализованной на полигональной сети валиков разнообразной, преимущественно злаковой, травянистой растительностью, занимавшей большую часть территории, и крайне скудной пустынной растительностью либо полным отсутствием растительности в падинах между валиками. Время торфонакопления характеризуется более мезофитизированной травянистой растительностью на валиках и своего рода аналогом тундры в падинах. Тем не менее, время лёссонакопления и время торфонакопления принципиально не различались в том отношении, что характеризовались ростом едомы и грассландами на её поверхности, питавшимися водой за счёт подпочвенного увлажнения и поддерживавшими мамонтовый фаунистический комплекс.

Исследование выполнено в рамках Проекта «Ландшафтно-экологическое обоснование организации национального природного парка на Новосибирских островах» программы фундаментальных исследований РАН 44П «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации.

Список литературы:

Колпаков В.В. Механизм формирования грунтово-ледовых толщ. // Изв. АН СССР. – Серия географическая. – 1982. - №4. – С.87-93.

Колпаков В.В. Как образовались «гигантские ледяные жилы». // Природа. – 1994. - №12. – С.97-102.

Попов А.И. Избранные труды и о нём, к 100-летию со дня рождения (1913-2013). – Москва, Научный мир, 2013. – 535 с.

Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. На примере Магаданской области и Якутской АССР. – Магадан, Кн. изд., 1972. – 174 с.

Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. – 1980. – 184 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРАСОУВАЛОВ. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАЗРЕШЕНИЯ ЭТОЙ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Е.Ю. Ликотов

Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, likotov.evgenij@gmail.com

PROBLEM OF TERRACE GLACISES: ITS FUNDAMENTAL AND APPLIED ASPECTS AND SIGNIFICANCE FOR THE QUATERNARY SCIENCE

E.Yu. Likotov

Tyumen State University, Tyumen, Russia

Террасоувалы – пологие (крутизной до 10°) дефлюкционно-солифлюкционные склоны, формирующиеся взаимодействием флювиальных и склоновых процессов, имеющие поэтому флювиально-денудационный генезис и входящие во флювиальный комплекс речных долин. Исследования этих форм рельефа и локализующихся в их пределах россыпей особого типа: увальных (Билибин, 1955; Геоморфология..., 1973; Воскресенский, 1985) - начаты сравнительно недавно, с 50-60-х гг. XX в., и, несмотря на следующую из их россыпной специализации практическую значимость, проведены немногими исследователями, в частности - Ю.А. Билибиным (1955), И.П. Карташовым (1966), С.С. Воскресенским с его сотрудниками (Воскресенский, 1971, 1985; Геоморфология..., 1973), В.А. Кривцовым (1982), А.Н. Махиновым (1985). Их результаты применены в настоящей работе.

Геоморфологическая позиция террасоувалов в поперечном профиле долин разнообразна. Нередко, например, в долинах малых рек на севере Амуро-Зейской равнины, они опираются на пойму или на русло (Ликотов, 1993), замещая I-II надпойменные террасы. Несколько реже они замещают и более высокие террасы, обычно также одну-две.

По своей морфологии террасоувалы отличаются от коренных склонов одного с ними динамического типа прямым или слабо вогнутым поперечным профилем, границами как с вышележащими в поперечном профиле долины, так и с нижележащими её элементами в виде нечётких, часто прерывающихся уступов сравнительно (с другими уступами) небольшой крутизны: как минимум 10-15°, часто прерывающихся по простирацию долины. При сопряжении террасоувалов с руслом (на нижней границе) высота этих уступов незначительна – до 1,5 м, соответствующая нормальной мощности коллювия (согласно Э.Э. Титову (1976). На верхней границе террасоувалов - с коренными склонами долины местами наблюдается уступ той же крутизны, что и на нижних границах, но несколько большей высоты – до 2 м. В большинстве случаев верхняя граница террасоувалов обозначается сменой растительного сообщества от маревого к зональному лесному (на Дальнем Востоке – к берёзово-лиственничному лесу).

Развитие ландшафтов марей, свойственное террасоувалам, имеет существенное палеогеографическое значение, рассмотрение которого проводится в данной работе ниже.

Сложены террасоувалы типичными (существенно щебнисто-суглинистыми) склоновыми образованиями липко-пластичной и вязко пластичной (на дефлюкционных участках) и вязко-текучей и жидко-текучей (на солифлюкционных участках) консистенции. Мощность их – до 1-1,5 м (в среднем) (нормальная мощность коллювия (Титов, 1976), реже – до 5-6-10 м (Лютцау, 1971, Ликотов, 1993). Зачастую они не содержат окатанный материал и в этих случаях классифицируются как коренные увалы (в отличие от коренных склонов долин, поверхность которых не подвергалась непосредственному воздействию флювиальных процессов). Собственно террасоувалы (объект исследований в рамках настоящей работы) непременно, пусть и локально, содержат окатанный материал в виде 1) отдельных окатанных обломков; 2) отдельных линз и прослоев аллювия; 3) обогащенных им линз, прослоев и целых горизонтов склоновых образований; 4) маломощных толщ на поверхности не смещённых трещиноватых выветрелых коренных пород; 5) погребённых эрозионных врезов,

называемых также подувальными. Окатанный материал чаще всего встречается в 1-3-м видах, реже – в 4-м и еще реже – в 5-м.

Данные о непосредственном, моментальном взаимодействии флювиальных и склоновых процессов, возникающем уже при формировании днища долины: проникновении склоновых образований в толщу современного аллювия и его постепенной ассимиляции, о морфологии террасоувалов и слагающих их склоновых образований позволяют рассмотреть разнообразные, далеко не однозначные, как устанавливалось ранее (Воскресенский, 1973) варианты формирования террасоувалов.

Первый вариант, считавшийся до недавних пор единственным (Воскресенский, 1971, 1973; Кривцов, 1982; и др.), заключается в срезании бровок надпойменных террас и заполнении склоновыми образованиями их тыловых швов. Аллювий, слагающий террасы, непрерывно и в итоге или полностью выносится склоновыми процессами (и террасоувалы превращаются в коренные увалы), или сохраняется в виде маломощных толщ на поверхности плотика либо в погребённых врезах (в 4-5-м видах). Взаимодействие флювиальных и склоновых процессов идёт в этом случае попеременно: сначала флювиальными процессами формируются надпойменные террасы, затем на них начинают воздействовать склоновые процессы. Этот вариант – относительно редкий уже на следующих основаниях: 1) флювиальные и склоновые процессы действуют в речных долинах НЕПРЕРЫВНО, а не поочерёдно (эту закономерность не отменяет изменчивая интенсивность их действия); 2) залегание аллювия на террасоувалах в 4-м и 5-м видах встречается гораздо реже, чем в 1-3-м видах (причем концентрации полезного компонента россыпей отмечается в рыхлых образованиях (далее – РО) террасоувалов при залегании аллювия во всех пяти видах).

Второй вариант основывается на установленных фактах 1) врезания рек как преобладающего направления действия флювиальных процессов (Макеев, 1941; Маккавеев, 1955, Ликутков, 1993; Гусев, 2002; и др.); 2) преимущественно диагонального направления врезания рек (Апродов, 1950; Лютцау, 1962; Чалов, 1979), преобладающего над «общепринятым» вертикальным, с формированием наклонных (а не субгоризонтальных) поверхностей первично флювиального генезиса, сложенных изначально маломощным инстративным (в понимании В.В. Ламакина (1943, 1947, 1948) аллювием; 3) наиболее широком распространении в пределах террасоувалов рассредоточенного, ассимилированного движущимися склоновыми образованиями окатанного материала – в 1-3-м видах. В этом случае флювиальные и склоновые процессы взаимодействуют НЕПРЕРЫВНО И ОДНОВРЕМЕННО не только во времени, но и в пространстве (в пределах каждого определённого фрагмента борта долины). И второй вариант формирования террасоувалов распространён гораздо шире на тех же основаниях, что и более редко – первый.

Данные о формировании террасоувалов позволяют чётко охарактеризовать возраст их и слагающих их РО. На верхней границе он всегда современный (Q_4), на нижней – соответствует наиболее древнему возрасту залегающего на них аллювия. Вполне возможны, более того – реальны, разнообразные возрастные характеристики РО – в рамках верхней и нижней границ в силу замещения террасоувалами террас не одного уровня и геоморфологически длительной, прерывисто-непрерывной истории их формирования.

Теоретическое значение палеогеографических исследований террасоувалов состоит прежде всего в реальной возможности получения палеогеоморфологических, палеогидрологических, геохронологических, геоморфодинамических данных за длительные отрезки истории формирования долин на небольших территориях. Например – путём проходки **линии** шурфов в пределах одного фрагмента террасоувала и подробного опробования слагающих его РО на различные виды анализа. С учётом движения обломочного материала, а вместе с ним – спор и пыльцы, в частности – от бровок плосковершинных поверхностей, с фрагментов древних поверхностей выравнивания сверху вниз по склонам при исследованиях РО террасоувалов мы в состоянии установить историю развития рельефа, других природных условий за отрезки времени, намного более продолжительные, чем период формирования террасоувалов.

Вследствие развития на террасовалах существенно интразональных ландшафтов – марей, в зональном аспекте соответствующих ландшафтам тундры и лесотундры, результаты спорово-пыльцевого анализа РО террасовалов характеризуют прежде всего ландшафтную обстановку, а не палеоклиматическую. Хотя на это постоянно обращают внимание в своих заключениях М.П. Гричук, И.А. Каревская, Е.М. Малаева, ряд других специалистов-палинологов, в интерпретациях спорово-пыльцевых спектров, добытых из проб, отобранных из РО террасовалов, нередко выводы о «похолоданиях», о «холодном климате». Хотя на самом деле эти спектры характеризуют маревые ландшафты террасовалов, не более того. В этих условиях резко возрастает значимость анализа переотложенных и деформированных спор и пыльцы, что происходит в результате деструктивного воздействия склоновых процессов, а также – единичных экземпляров спорово-пыльцевого материала.

Исследования террасовалов позволяют рассмотреть разные по содержанию взаимодействия рельефообразующих процессов (далее – РП), не только склоновых и флювиальных, а всего их спектра – в соответствии с фактом действия в речных долинах практически всех рельефообразующих процессов и следующего из него полигенетического происхождения речных долин (Ликотов, 2014).

Практическое значение палеогеографических исследований террасовалов сосредоточено прежде всего в поисковых аспектах. Определяются рамки возраста аллювия террас и возможное наличие их древних фрагментов, которые при обычной методике исследований обнаружить зачастую невозможно. Поддается определению возраст россыпей (на примере увальных), уточняются набор и продолжительность эпох россыпе- и, вместе с этим, рудообразования. Уточняются направления и места поисково-разведочных работ на россыпи и поисков рудных месторождений. Увеличиваются возможности прогноза формирования рельефа и других природных условий (внешних условий формирования рельефа).

Теоретические и практические аспекты значения разрешения проблемы формирования террасовалов в настоящее время, на наш взгляд, неразделимы, т.к. в этом направлении сделаны только самые первые шаги – в виде выявленной нами неоднозначности (многообразии) вариантов формирования террасовалов. В первую очередь, закрепляется факт непрерывного взаимодействия практически всех известных рельефообразующих процессов, действующих в речных долинах, а значит – полигенетическое происхождение речных долин, а не только флювиальное, как это считается до сих пор. Взаимодействие флювиальных и склоновых процессов многообразно: явное и неявное, с сохранностью аллювия и россыпей и с их разрушением, разубоживанием и выносом (не только полезного компонента, но и аллювия). В ходе его выявляются две противоположные тенденции формирования речных долин: 1) сохранение практически стабильной формы их поперечного профиля под действием формирования надпойменных террас, существенно замедляющим действие склоновых процессов (Ликотов, 2007); 2) изменения его формы при взаимодействии флювиальных и склоновых при условии равнозначно высокой интенсивности их действия.

Список литературы:

- Апродов В.А. Диагональная речная эрозия и ее роль в формировании рельефа // ДАН СССР. Новая серия. – 1950. – Т. 65. - №3. – С. 427-430.
- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 472 с.
- Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 228 с.
- Воскресенский С.С. Особенности формирования склонов в Приамурье // Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогогорья Малого Хингана. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – Ч. I. – С. 223-238.
- Воскресенский С.С. Геоморфология россыпей. - М.: Изд-во МГУ, 1985. - 208 с.
- Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – Ч.1. – 275 с.; Ч.2. – 97 с.

- Гусев М.Н. Морфодинамика днища долины Верхнего Амура. - Владивосток: Дальнаука, 2002. - 232 с.
- Карташов И.П. Террасоувалы и связанные с ними рыхлые отложения и россыпи // ДАН СССР. - 1966. - №2.
- Кривцов В.А. Особенности строения и закономерности формирования склонов речных долин горных сооружений Нижнего Приамурья – Дисс. ... канд. геогр. наук. – М.: МГУ, 1982. – 152 с.
- Ламакин В.В. Об остаточных речных и вообще об остаточных поверхностных отложениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1943. - №2. – С. 79-87.
- Ламакин В.В. О динамических особенностях рыхлых отложений // ДАН СССР. – 1947. – Т. 47. – №1. – С. 65-68.
- Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. – 1948. – Т. 2 (42). – С. 164-187.
- Ликутов Е.Ю. Особенности строения и закономерности формирования долин малых рек центральной части междуречья Зеи и Селемджи / АмурКНИИ ДВО РАН. – Благовещенск, 1993. – 230 с. – Деп. в ВИНТИ 04.03.93, №531-В93.
- Ликутов Е.Ю. Формирование надпойменных террас как один из механизмов саморазвития речных долин // Материалы XIII научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока (Иркутск, 27-29 ноября 2007 г.). – Т. 1. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. – С. 156-157.
- Ликутов Е.Ю. Генезис речных долин (по результатам функционального анализа процессов их формирования) // Вестник Тюменского государственного университета. Серия Науки о Земле. – 2014. - №4. – С.98-106.
- Лютцау С.В. Роль глубинного, бокового и диагонального врезания в процессе превращения поймы в надпойменную террасу // Вопросы эрозии и стока. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – С. 43-55.
- Лютцау С.В. Типы склонов и особенности строения склоновых отложений Малого Хингана // Склоны, их развитие и методы изучения. – М.: Мысль, 1971. – С.182-190. (Вопросы географии; Сб.85).
- Макеев П.С. К вопросу об образовании речных аккумулятивных террас // Изв. ВГО. – 1941. – Т. XXIII. – Вып. 2. – С.237-244.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 346 с.
- Махинов А.Н. Формирование склонов со смещающимися базисами денудации. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. – 124 с.
- Титов Э.Э. Основные черты коллювиального морфогенеза в горах Северо-Востока СССР // Геоморфология. – 1976. - №2. – С.11-25.
- Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 231 с.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ОСТРОВА МАДЕЙРЫ (ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА) НА ПРОТЯЖЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

А.А. Лукашов, Т.Л. Смоктунович

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия, :smoluk@yandex.ru.ru

GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF ISLAND MADEIRA (EAST ATLANTIC) DURING THE QUATERNARY

A.A. Lukashov, T.L. Smoktunovich

Lomonosov Moscow State University, Geographical faculty, Moscow, Russia

Остров Мадейра, отделённый от западно-африканского шельфа сложно построенным океаническим ложем глубиной местами свыше 4000 м, входит в состав небольшого одноимённого вулканического архипелага. В 675 км к ЗСЗ от г. Агадира на марокканском побережье поднимаются над уровнем Атлантического океана главный остров и соседствующие с ним значительно меньшие по площади и высоте острова Порту-Санту и Дезерташ. Подводное подножие архипелага охвачено изобатой 4000 м, так что по длинной оси (ЗСЗ-ВЮВ) конструкция достигает почти 500 км - при том, что протяжённость собственно острова Мадейры (от мыса Понта-ду-Паргу до мыса Ильеу-ду-Фарол) составляет

лишь 58 км при максимальной ширине 23 км. Пико-Руиво (Pico Ruivo de Santana) - высочайшая вершина в центральной части главного острова - имеет отметку 1862 м. Таким образом, остров Мадейра представляет собою лишь надводную часть большого комплексного щитового вулкана общей высотой над ложем океана около 6 км. По топографическому размаху это сопоставимо с крупнейшими андийскими и африканскими вулканами, а среди подобных ему сооружений, не принадлежащих срединно-океаническим хребтам, уступает лишь Гавайям). Начало вулканической истории Мадейры датируют миоценом.

Мадейра венчает центральную часть подводного вулканического хребта в юго-западной части крупного скопления подводных гор, сосредоточенных к юго-западу от мыса Сан-Висенти (на западном побережье Пиренейского полуострова). Северо-восточнее архипелага дно океана изобилует подводными горами (Геттисберг, Дасия, Сейн, Ампер, Жозефина, Ормонде, Торе, Дракон, Лион, Уникорн, Корал Патч) (Amante, Eakins, 2009); некоторые из них почти достигают поверхности океана (банка Дасия -23 м, банка Ампер, знаменитая своими формами, похожими на затопленные руины, -60 м; крупнейшая по площади банка Геттисберг -42 м). Уже Фриц Махачек вполне обоснованно относил упомянутые подводные горы к «несомненно вулканическим образованиям, склоны которых сплошь имеют уклон (0,1), аналогичный вулканическим конусам» (Махачек, 1961, с. 592). Принадлежа, таким образом, большей частью затопленному океаническому вулканическому нагорью, Мадейра испытала в плиоцене и в эоплейстоцене бурное эндогенное развитие, сменившееся в плейстоцене – голоцене существенно ослабевшими вулканическими явлениями, глыбовым тектоническим воздыманием, блоковой дифференциацией, сейсмической и экзогенной моделировкой.

Мадейра начала своё надводное развитие в качестве небольшого острова около 5 млн. лет тому назад. На протяжении двух миллионов лет за счёт наслаивания лавовых и туфовых покровов на большей части острова сформировался крупный щитовой вулкан. Лишь на востоке – на полуострове Сан-Лоуренсо обособлены 2 сильно эродированных невысоких вулканических конуса поздних этапов формирования. Новые потоки лавы почти на всей площади острова перекрывали и погребали ранее отложенные толщи вулканитов. В дальнейшем эрозия, осуществив перистое расчленение вулканической постройки серией ущелий, вскрыла более древние формации, сохранённые в погребённом виде в центральной части островного массива (Silveira et al., 2010). Современный абрис вулкана не соответствует базальтовому щиту совершенного профиля, особенно – в восточной, глубоко эродированной половине острова (рис.1).

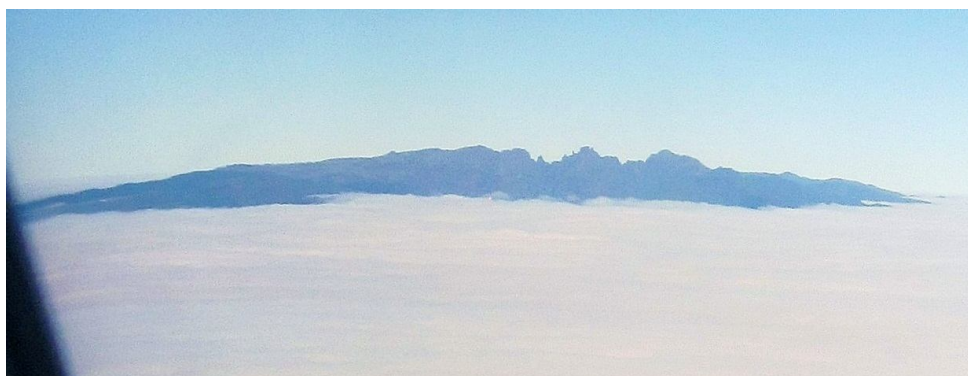


Рис.1 - верхний ярус рельефа Мадейры, частично утративший за счёт эрозии очертания базальтового щита. Вид с юго-востока (фото А. Лукашова).

Как явствует из сказанного, по завершении - к середине четвертичного времени - активного периода «восходящего» вулканического развития массив Мадейры, прежде всего - в своей надводной части - претерпел широкий спектр разрушительных процессов. Именно они и определили современный облик рельефа (за исключением остатков плато-базальтов с отметками около 1500 метров во внутренних районах западной половины острова – рис. 2).



Рис. 2. Вид в западном направлении с западных склонов Пико ду Аррейру. Справа на заднем плане – слабо эродированное плато Paul da Serra полуторакиметровой высоты, сложенное раннеплейстоценовыми базальтами (фото А. Лукашова)

Крутостенные каньоны – такие, как например, Рибейра Брера глубиной до 800 м и Рибера де Сао-Висенте глубиной до 1200 м, рассекли остров в близмеридиональном направлении почти пополам. Мешкообразными долинами, примером которых может служить Гран-Кураллас-Фрейрас глубиной 1100 м (рис 3), так же, как и «сквозными» блокоразделяющими ущельями, вскрываются позднеплиоценовые трахидолериты, туфы и шлаки, извергнутые из нескольких трещинных аппаратов и кальдер.



Рис. 3. Вскрытая мешкообразным каньоном кальдера Фрейрас в центральной части Мадеры, в 5 км к ЮЮЗ от Пико-Руиво (фото А. Лукашова)

По ходу терминальных проявлений поздних стадий затухающей вулканической активности эрозионное расчленение комплекса частично «канализировало» самые молодые – вплоть до раннеголоценовых – лавовые потоки, местами достигавшие береговой зоны по долинам, как по долине Сао-Висенте с её знаменитыми лавовыми тоннелями – Grotas. На северо-западе острова один из таких потоков, распространившийся по ущелью р. Сейксал (Seixal), достиг берега и сформировал при «впадении» в океан типичную относительно свежую лавовую дельту, однако, уже существенно абрадированную по фронту волнового воздействия. Местами с поздними эпизодами вулканизма связано образование лахаров, толщи несортированных отложений которых «вписаны» в верхние ярусы днищ эрозионных долин, например, Сао-Висенте.

Помимо лахаров, по долинам Мадейры эпизодически проходят селевые потоки. Аллювиальные и пролювиальные комплексы рыхлых пород, выстилающие узкими полосами современные днища относительно крупных флювиальных систем, практически не заканчиваются речными дельтами в береговой зоне. Терригенные массы, сброшенные на крутые подводные склоны острова, распределены по ним, по существу не образуя авандельт. Последние переработаны мощным океаническим волнением на протяжении плейстоценовых оледенений и межледниковий в батиметрическом диапазоне до -150 метров.

Фланговые части базальтовой конструкции, опирающиеся на крутые подводные склоны щита, испытали серию масштабных гравитационно-тектонических отседаний типа гигантских надводно-подводных оползней объёмом в кубические километры. D. Rodricues (Rodricues, 2005) намечает, как минимум, три подобных амфитеатра, очерчивающих арены смещения: 1) в обрамлении территории города Фуншал – со сходом тела макроопзня в ЮЮВ направлении; 2) в районе Сантана – Порто-Круз – с перемещением гравитационно-оползневой массы на северо-восток; 3) северо-западнее Сао-Висенте, отмечающее последствия нисходящего движения крупнейшей макрооползневой массы в ССЗ направлении. Фронтальные части гравитационно-тектонических образований обнаруживаются на глубинах 2000-3000 м в 15-50 км от современной береговой линии острова.

Как дискретному гравитационно-тектоническому разрушению краевых частей островного массива, так и достаточно густому и глубокому его эрозионному расчленению способствовало поздне-неотектоническое воздымание островной суши, которому приписывают интрузивную природу. Молодая тектоника, зримым результатом воздействия которой являются гигантские фронтальные уступы по берегам (знаменитый обрыв Cabo Girao к западу от Фуншала и др.), явно сыграла и играет стимулирующую роль в разрушении вулканической конструкции.

Современная сейсмичность данной части Атлантики способствует продолжающемуся разрушению периферии острова. Последнее сильное землетрясение собственно на Мадейре произошло 31.03 1748 года – его местные специалисты склонны связывать с возможным подводным вулканическим извержением к востоку от острова. Временной шаг разрушительных землетрясений на траверсе пиренейского мыса Сао Висенте оценивается в 400 лет – то есть, «ежесекундно» – в геологическом масштабе времени. Наиболее известное землетрясение 1755 года с 12-балльным эпицентром на дне океана между Мадейрой и Лиссабоном генерировало отмеченное даже М.В. Ломоносовым цунами в Лиссабоне, на Мадейре и на Азорских островах. Остров Мадейра тогда испытал подъём уровня воды 5 метров (в Фуншале), а на острове Порто-Санто волна проникла на 200 метров в пределы суши (Kozak et al., 2005). Морфологические следы удара цунами в виде высоких клифов и редуцированных валунных пляжей встречаются во многих местах побережья, особенно – на юго-востоке острова, на полуострове Сан-Лауренсо (рис. 4). Отступающие навстречу один другому – в пределы островной суши – сейсмо-абразионные клифы местами сузили этот полуостров – до гребневидных перемычек, а его юго-восточное окончание фрагментировали на серию островков: Агостиньо, Цевада и Каис.



Рис. 4. Морфологический результат абразионного и сейсмо-гравитационного преобразования юго-восточного выступа Мадейры – полуострова Сан-Лоуренсу, насыщенного дайками. Вид с юго-востока (фото А. Лукашова)

Сейсмические толчки, особенно во время, либо после сезонов обильных дождей, провоцируют оползневые смещения «подготовленных» выветриванием рыхлых масс на крутых склонах. Собственно процессы выветривания, особенно – химического, обеспечивают развитие чехла глинистых и глинисто-сапролитовых красноцветных кор на приводораздельных сглаженных участках в лесных ландшафтах нижних ярусов рельефа.

Преимущественно разрушительное воздействие внешних агентов на вулканическую конструкцию Мадейры лишь местами уступает место процессам аккумуляции. Так, в осевой зоне западной части полуострова Сан-Лоренсу сосредоточена толща эолового песка *Dunas di Piedada* мощностью до 30 - 40 м. Это - мелкий светло-серый песок, состоящий из обломков ракушечного детрита, минеральных зёрен (в том числе - оливина и пироксена) и мельчайших обломков базальта. Хорошо отсортированный пляжевый песок длительное время разносился ветром и осаждался вне побережья уже как субаэральная фация. Исходно морское происхождение песков подтверждается наличием осколков морских организмов: спикул иглокожих, известковых водорослей, ракуши и фораминифер. Субаэральная среда переотложения доказывается наличием палеопочв, разделяющих пачки нескольких поколений эоловых отложений. Возраст эолового комплекса – от среднего плейстоцена (300 000 лет) до голоцена (8500-4500 лет В.Р.) (Goederind., et al., 1996). Эти возрастные категории позволяют лимитировать главный возраст вулканических событий, которые сформировали конусы и недавние разливы лав на Понта-де-Сан-Лоренсу, которые покрыты эоловыми образованиями.

Аккумулятивные тела карманных валунно-галечных пляжей и локальные эоловые дюны береговой зоны своим ничтожным – по площади – распространением на Мадейре лишь подчёркивают преобладающую тенденцию разрушительной переработки надводной части комплексного щитового вулкана.

Достаточно экзотическим для субтропиков можно признать проявление криогенеза на господствующих высотах Мадейры в эпохи плейстоценовых оледенений (следы солифлюкции, эмбриональные структурные грунты, отмеченные Brum da Silveira и его соавторами на плато Серра). Ими же описаны топографические формы и очень грубые морены, приписываемые действию ледника норвежского типа (Brum da Silveira et al., 2006).

Таким образом, по существу ныне прекративший свою вулканическую деятельность остров Мадейра являет собою модель ранних эпизодов развития новообразованной

океанической суши. Данная модель, в той или иной степени реализуемая ныне лишь в немногих вулканических архипелагах (остров Матуа и вообще Гавайи к северо-западу от главного острова), вероятно, может рассматриваться как характерный сценарий эволюции поверхности Земли на временном рубеже - переходе геологической истории от катархея к архею.

Список литературы:

Amante C., Eakins B.W. Etopoi 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. // NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 2009. 19 pp.

Махачек Ф. Рельеф Земли. Опыт регионального морфологического описания поверхности Земли. Том II. ИНЛИТ. М., 1961. 703 с.

Silveira A., Madeira J., Ramalho R., Fonseca P., Prada S. Noticia Explicativa da Carta Geologica da Ilha da Madeira (folhas A e B) escala 1:50 000. 2010. P. 46.

Rodrigues D. Analise risco de movimentos do vertente e ordenamento do territorio na Madeira. Aplicacao ao caso de Machico. // Tese de Doutoramento Universidade do Madeira, 2005. 381 p.

Kozak Jan T., Moreira Victor S., Oldrout David R. Iconography of the 1755 Lisbon earthquake// isbn 80-200-1322-9 Academia, 2005.

Gooderlend G.A., Cameron R.A.D., Cook L.M., Courty M.-A., Fedoroff N., Livett E., Tallis J. The Quaternary eolian sequence of Madeira: stratigraphy, chronology, and paleoenvironment interpretation. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120: P. 1996, p.195-234.

Brum da Silveira A., Madeira J., Prada S., Canha R., Fonseca P., Ramalho R. Glacial landforms in Madeira Island (Portugal). // Volume de Resumos do 3 Congresso de Geomorfologia, Outubro de 2006, Funchal: 41.

ПИНГО - ХАРАКТЕРНАЯ ЧЕРТА ЛАНДШАФТОВ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА (НА ПРИМЕРЕ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА)

А.Н. Маккавеев, В.В. Бронгулеев, В.А. Караваев

Институт географии РАН, Москва. Россия. geomorph@rinet.ru

LATE PLEISTOCENE PINGOS IN THE MOSCOW REGION: A CHARACTERISTIC FEATURE OF THE LATE PLEISTOCENE PERIGLACIAL LANDSCAPES

A.N. Makkaveyev, V.V. Bronguleyev, V.A. Karavayev

Institute of Geography RAS. Moscow, Russia

А.А. Величко было многое сделано для изучения природной обстановки древних перигляциальных зон. В частности, он обращал большое внимание на сохранившиеся в современном рельефе Русской равнины следы проявлений процессов, присущих областям развития многолетнемерзлотных грунтов, происходивших здесь в конце плейстоцена. Среди них полигональные грунты, мерзлотные клинья, криотурбации, следы солифлюкции (Величко, 1965, Величко и др., 1996, Бердников, 1976). Кроме того, в основном по аэроснимкам были выделены «остатки бугров пучения» – слабо выраженные кольцеобразные валы «диаметром 75 м и более» (Величко и др. 1996).

На возможность формирования котловин на месте массивов погребенного льда или древних пинго (бугров пучения) европейские исследователи обратили внимание еще в первой половине XX века, но критериев различия между такими формами они не приводили. Немного позже наиболее характерной чертой котловины, образовавшейся на месте древнего пинго и отличающая ее от котловин, возникших благодаря таянию льдов или провалов лежащих ниже пород стало считаться наличие вала, окружающего котловину (Maarleveld, Van den Toorn, 1955, Dylik, 1967, Pissart, 1968). Надо отметить, что речь идет о невысоких валах, высота которых обычно не превышает первых метров над окружающей местностью, в то время как над уровнем воды в озере она может достигать 10 м и более. Подобные котловины находят на равнинных поверхностях с уклонами не более 5°.

Спорово-пыльцевые анализы показали, что они формировались в два периода – до аллерёда и до пребореала (Maarleveld., Van den Toorn, 1955). В 50-х – начале 60-х гг подобные формы были описаны А. Писсаром в Бельгии и Великобритании (Pissart, 1956, 1963.), Пикаром в Германии (Picard, 1961). Однако у многих котловин валов не обнаружено, что может быть результатом денудационных процессов или деятельности человека. Это обстоятельство не позволяет без дополнительных исследований относить все округлые отрицательные формы рельефа к котловинам оставшимся от древних бугров пучения и отличать их от эоловых впадин и выкопанных прудов. Глубина котловин, оставшихся от пинго, составляет от 2 – 2.5 до 8 м, (Kluiving et al., 2010). Обнажения, по которым можно было бы судить о строении валов, очень редки, в них обычно отсутствует хорошо выраженная слоистость, в чем они схожи с мореной или солифлюкционными отложениями (Pissart, 1968).

На территории Московского региона, котловины, по бортам которых присутствуют валы, за внешнее сходство с метеоритными кратерами получили название «астроблемовидных котловин» (Жидков, Бронгулеев, Макаренко, 2009). Как правило, они приурочены к низким флювиогляциальным, аллювиальным и озерным равнинам Мещерской низменности (Бронгулеев, Маккавеев, Макаренко, 2012). Несмотря на внешнее сходство, они имеют различный генезис.

В большинстве своем они образовались при разрушении древних бугров пучения. Одним из примеров формирования обвалованных котловин на месте бугров пучения служит озеро Красное (Раменский район Московской области), которое находится в долине р. Москвы на останце 3-й надпойменной террасы (рис.1). Глубина его почти 9 м, диаметр водного зеркала около 300 м. Окружающий котловину пологий вал на севере и востоке достигает высоты 5 м над уровнем озера, а в юго-западной своей части снижается до 2 м и менее. Внешние склоны вала очень пологие, внутренние – более крутые. По-видимому, уровень воды в озере, не имеющем стока, и с водосбором лишь немного превышающим площадь водного зеркала, поддерживается водоносными горизонтами аллювиальных и флювиогляциальных песков.

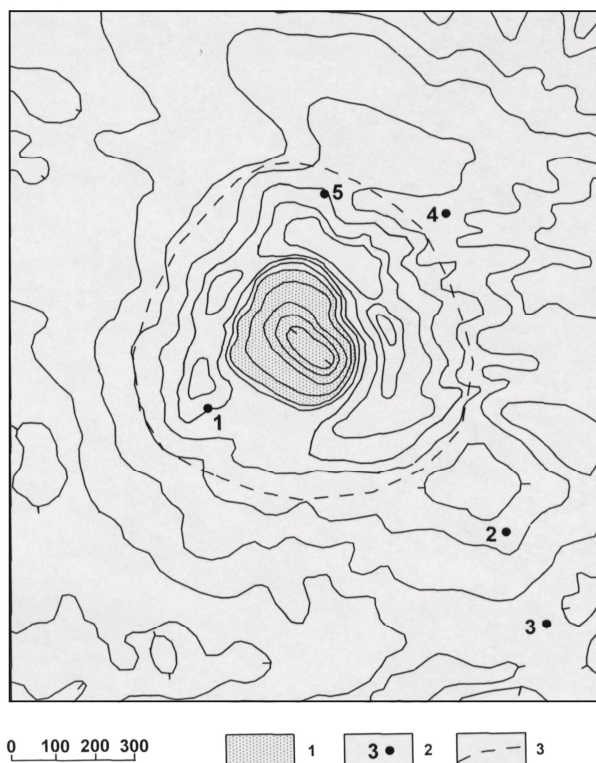


Рис. 1. Топографическая схема астроблемовидной котловины оз. Красное. Условные обозначения. 1 – акватория озера. 2 – шурф и его номер. 3 – предполагаемая внешняя граница вала. Изогипсы суши проведены через 1 м, изобаты – через 2 м.

Отложения вала, вскрытые шурфами, представлены толщей песков, хаотично перемежающихся пятнами и невыдержанными по простиранию прослоями супесей, суглинков и глин (комковатая структура). Местами появляется неправильная, нечетко выраженная слоистость, образованная последовательным накоплением материала в результате его оползания или медленного течения по склону. Эта слоистость лучше заметна в нижних частях толщи, так как в верхних она «затушевана» почвенными процессами. Такие признаки свойственны делювиальным или солифлюкционным отложениям (рис.2).

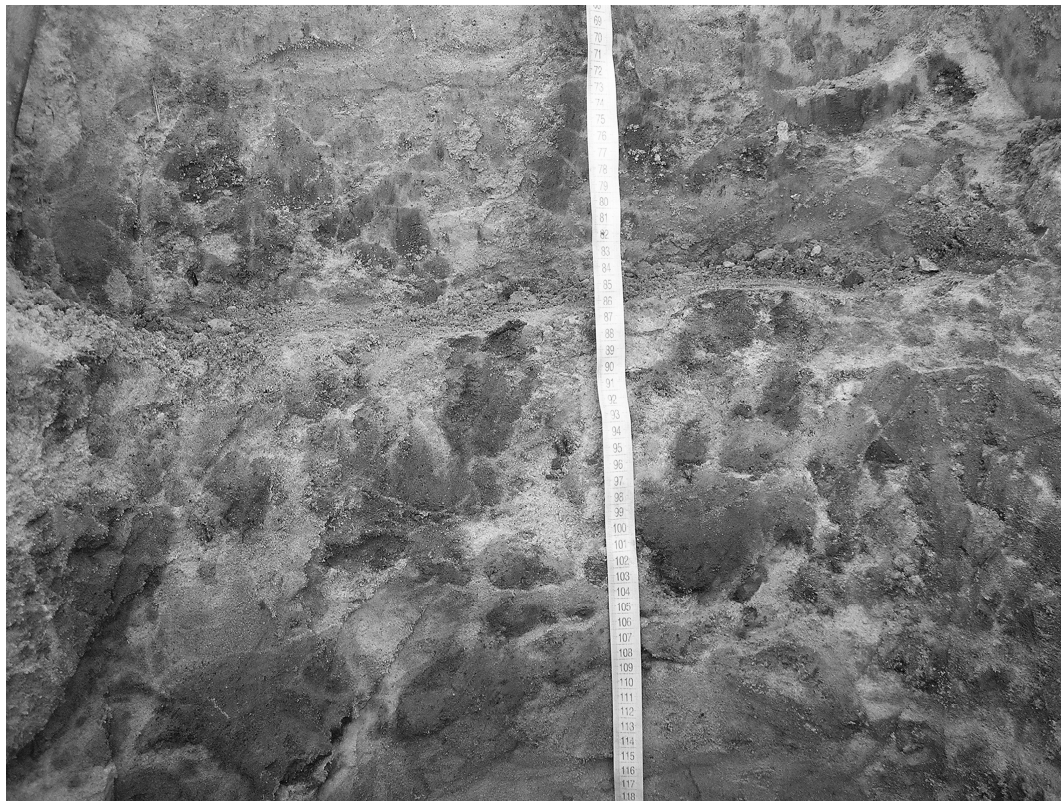


Рис. 2. Разрез № 1 в интервале глубин 70-120 см.

Мощность этих отложений последовательно убывает от гребня вала к его периферии. Так в шурфе на гребне вала она составляла 2.5 м, а у подножия останца 3-й террасы – менее 1 м и практически выклиниваются (рис.3). Ниже солифлюкционных отложений залегают аллювиальные или флювиогляциальные пески с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью.

Оз. Красное и окружающий его вал расположены на вершине пологого холма. Единственными склонами, с которых могло происходить сползание и смывание рыхлого материала, могли быть склоны крупного пинго, существовавшего здесь в условиях холодного климата. Мерзлый подстилающий слой играл роль водоупора, обуславливающего сильное увлажнение сползающих масс и их значительную подвижность.

Очевидно, что пинго могло возникнуть только после формирования 3-й надпойменной террасы р. Москвы. Очевидно, это происходило в одну из наиболее холодных стадий валдайского оледенения, когда климат в этом районе был подобен современному резко континентальному климату Забайкалья, Якутии, или Аляски. Для него характерны очень холодные малоснежные зимы, довольно теплое короткое лето, большие перепады температур между днем и ночью, зимой и летом. Эти климатические особенности обусловили возникновение и сохранение здесь мощной многолетней мерзлоты. Исследованиями А.А. Величко установлено, что особо низкие температуры, сопровождавшиеся значительным уменьшением снежного покрова, были присущи поздневалдайской криогенной фазе, а чрезвычайно быстрая деградация многолетней мерзлоты в Европе происходила на переходе от плейстоцена к голоцену (Величко, 1973, и др.).

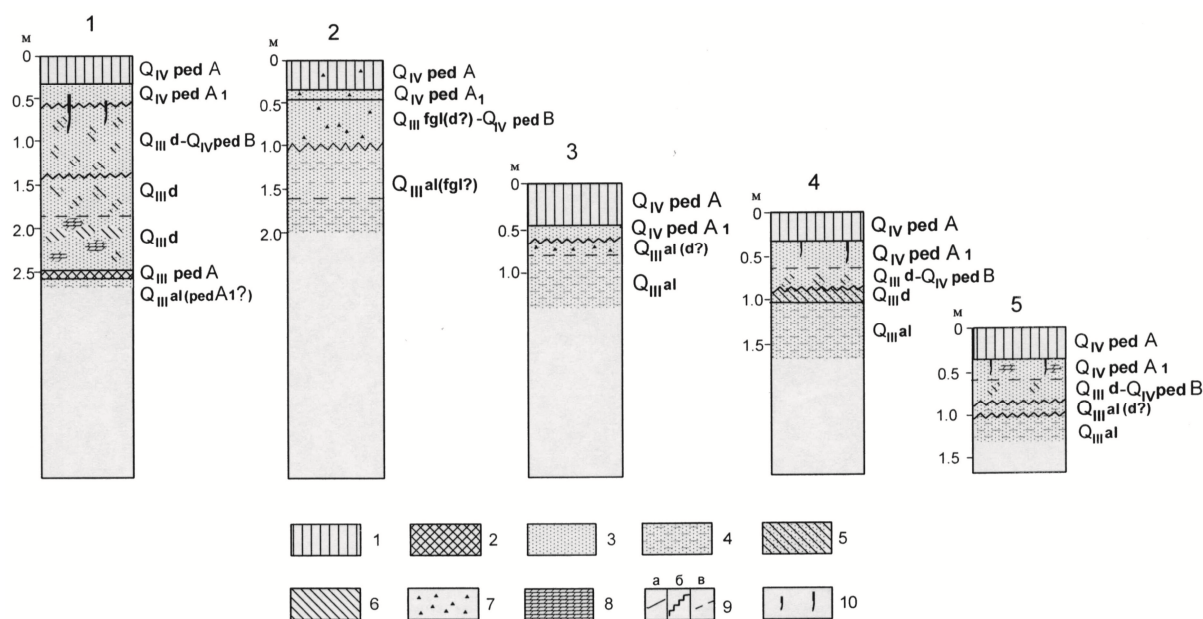


Рис. 3. Разрезы вала и прилегающих территорий. Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт; 2 – погребенная почва; пески: 3- комковатые, неслоистые, 4 – слоистые, 5 – глинистые; 6 – супеси и суглинки; 7 – глины; 8 – гравий, 9 – контакты: а – четкие, б – нечеткие, в – неровные; 10 – следы корней; Почвенные горизонты: ped A – гумусовый, ped A – подзолистый, ped A – иллювиальный; d - склоновые (солифлюкционные) отложения: al – аллювий. Номера шурфов соответствуют рис. 1

Этой гипотезе соответствуют и результаты спорово-пыльцевого анализа, проведенного Е.Ю. Новенко (устное сообщение), образцов, взятых из «бесструктурной» толщи, который показал, что в них присутствует большое количество дочетвертичных спор. Помимо этого, обнаружены редкие пыльцевые зерна сосны и обрывки органических тканей. Подобный состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о перемешивании разновозрастных, в том числе и дочетвертичных, пород в процессе формирования вала. Почва и растительность, покрывающие ледяное ядро гидроакколита, смывались с его склонов вместе с подстилающими отложениями. Дочетвертичные споры – свидетельство того, что «корни» гидроакколита находились ниже подошвы четвертичных отложений, и в состав его минеральной покрывки входили меловые и, возможно юрские породы, залегающие здесь на глубине 12 – 15 м т.е. лишь на несколько метров глубже дна озера.

Если бы котловина озера имела импактное происхождение, то, используя диаграммы на стр. 200 и 210 работы С.А. Вишневого (2007), можно было бы оценить глубину кратера диаметром равным диаметру вала оз. Красное в 50 м - 70 метров. При условии, что известняки карбона залегают здесь, судя по скважинам, расположенным в окрестностях озера, на глубине 33 - 60 м мы вправе были бы ожидать присутствия в отложениях вала выброшенных при ударе метеорита обломков известняка, но ни малейших следов этих пород не было обнаружено.

Пинго на месте оз. Красное вероятно возникло при промерзании уже существовавшего в древней долине р. Москвы старичного озера и росло под давлением промерзающих грунтовых вод, поступающих из-за разности высот под напором по склону долины р. Москвы в это озеро.

Преимущественное распространение древних солифлюкционных отложений в южном направлении видимо, связано с различиями в инсоляции склонов гидроакколита. Южные склоны прогревались в большей степени, и в условиях достаточного увлажнения снос материала в виде грязевых потоков с этих склонов был интенсивней, чем с северных. Остававшиеся в тени северные склоны были более крутыми, и с них материал в большей мере сползал и обрушался, чем разносился грязевыми потоками. Этим обстоятельством можно объяснить большую высоту вала с северной и восточной сторон озера.

Реконструкция предположительного положения подошвы отложений вала и подсчеты, выполненные В.В. Бронгулеевым (Makkaveyev, Bronguleyev, 2013, Makkaveyev, Bronguleyev, Karavayev, 2015,), показали, что объем вала несколько превышает объем котловины - $450 \times 10^3 \text{ м}^3$ и $390 \times 10^3 \text{ м}^3$, соответственно. Вал оз. Красное лежит на возвышенном останце террасы, и предполагать сколько-нибудь значительный эрозионный размыв его нет оснований. Нет оснований и допускать развитие сильной дефляции в условиях достаточного увлажнения, господствовавших здесь большую часть времени после отступления московского ледника, или в послевалдайское время. Поэтому можно полагать, что его объем не сильно уменьшился со времени образования. В то же время заиление озера в условиях гумидной лесостепной зоны Подмосковья практически неизбежно. Чтобы соблюдалось примерное равенство объемов, первоначальная глубина котловины должна была быть в 1.2 раза больше. Хотя мы не располагаем данными о строении донных отложений озера Красное, такая возможность кажется нам вполне естественной и соотношение объемов вала и котловины не противоречит предложенной гипотезе.

Таким образом, предположение о существовании здесь в конце плейстоцена крупного пинго, следами которого являются озеро и окружающий его вал, кажется наиболее вероятным.

Список литературы:

- Величко А.А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 96 – 112.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А., Бердников В.В. Формы и фазы древнего криогенеза//Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкции и модели. Опытный макет атласа-монографии М.: Изд-во ВИНТИ, 1973. С. 145 – 161.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
- Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
- Бронгулеев В.Вад. Маккавеев А.Н., Макаренко А.Г. Каталог астроблемовидных котловин Московского региона и некоторые результаты его анализа // Геоморфология. 2012. № 3. С.32 – 43.
- Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск. «Нонпарель». 2007. 288 с.
- Жидков М.П., Бронгулеев В.Вад., Макаренко А.Г. Котловины озер Красное и Данилище в Московской области: криогенные реликтовые формы или метеоритные кратеры? // Геоморфология. 2009. №1. С. 26-34.
- Dylik J. The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland//Bulletin Peryglacjalny, 1967. N 16. Pp. 85 – 115.
- Kluiving S.J., Verbers A.L.L.M., Thijs W.J.F. Lithological analysis of 45 presumed pingo remnants in the northern Netherlands (Friesland): substrate control and Fill sequences//Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw. 89-1. 2010. P. 61 – 75.
- Maarleveld G.C., Van den Toorn J.C. Pseudo-sole in Nord-Nederland// Tijdschr. Kon. Nederland. Aardrijksk. Gen. 72, 1955. 344 – 360.
- Makkaveyev, A.N., Bronguleyev V. Vad., Karavaev V.A. Pleistocene pingo in the central part of the East-European Plain // Permafrost and Periglacial Processes. 19 JUL 2015. DOI: 10.1002/ Pp. 18-54.
- Makkaveyev A. N., Bronguleyev V. Vad. Rimmed depressions in the central part of the East-European Plain // Geophysical research Abstracts. Vol. 15, EQU 2013-2733, 2013. General Assembly 2013.
- Pissart A. L'origine periglaciaire des viviers des Hautes Fagnes// Ann. Soc. Geol. Belg., 79. 1956. B. 119 – 131.
- Pissart A. Les traces de pingos du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique)//Z. Geomorphol., 7. 1963. P. 147 – 165.
- Pissart A. 1968. Pingos, Pleistocene// The Encyclopedia of Geomorphology. Fairbridge RW (Ed.). Reinhold: N.-Y., Amst, London; Vol. 3: 847–849.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ (ИНТИНСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА КОМИ)

Т.И. Марченко-Вагапова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, timarchehko@geo.komisc.ru

PALYNOLOGICAL STUDY OF HUMMOCKY BOGS IN THE PERMAFROST ZONE (INTA REGION, KOMI REPUBLIC)

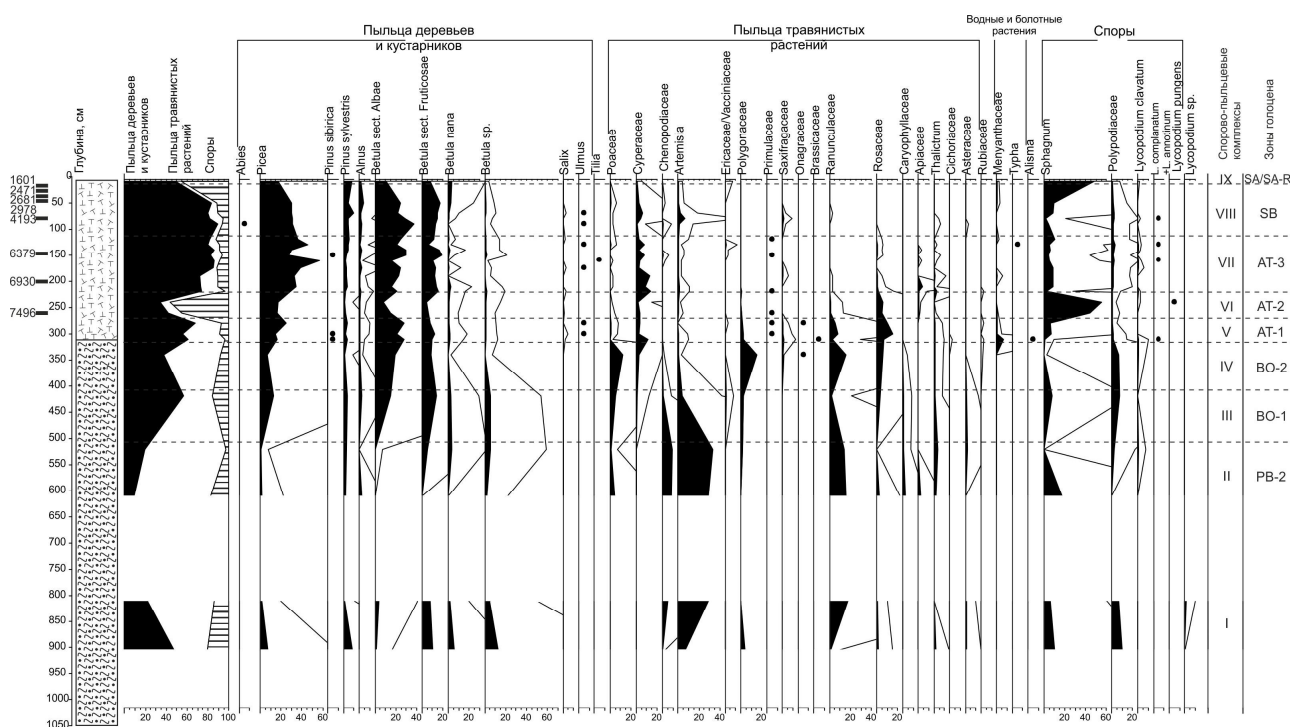
T.I. Marchenko-Vagapova

Institute of Geology Komi SCUB RAS, Syktyvkar, Russia

Проведены палинологические исследования образцов из предгорного бугристого болота Инта-11, расположенного на границе криолитозоны, в междуречье рр. Косью – Кочмес – Лемва – Кожим, центральной части Интинского района Республики Коми (материалы предоставлены А.В. Пастуховым, Институт биологии Коми НЦ УрО РАН).

На основании проведенного анализа выделено 9 спорово-пыльцевых комплексов (см. рисунок).

Спорово-пыльцевой комплекс I (инт. глубин 9,1-8,1м, суглинки). В общем составе преобладает то пыльца древесных растений (48,5%), то травянистых (около 64%), споровых содержится около 21%. Среди отмеченных древесных форм основную долю составляют мелколиственные породы, в первую очередь, это виды рода *Betula* L.: *Betula* sect. *Fruticosae* (около 36%), *Betula* sect. *Albae* (более 18%), *Betula nana* (12,5%) и *Betula* sp. (28%). В небольшом количестве отмечены хвойные *Picea* sp., *Pinus sylvestris*. В составе травянистых растений преобладает пыльца ксерофитов: *Artemisia* sp. (46%), *Chenopodiaceae* (12%). Разнотравье представлено *Ranunculaceae* (27%), *Polygonaceae*, *Rosaceae*, *Asteraceae*. Среди споровых растений встречены папоротники, сфагнум, плауны.



Спорово-пыльцевая диаграмма Скв. Инта-11.

Спорово-пыльцевой комплекс II (инт. глубин 6,1-5,2м, суглинки). В общем составе на первое место выходит пыльца травянистых растений (около 78%), участие других компонентов снижается. Состав растительности сходен с таковым в комплексе I.

Спорово-пыльцевой комплекс III (глуб. 5,2м, суглинки). Вновь превалирует пыльца древесных растений (56%), среди которых доминирующей становится *Betula* sect. *Albae* (около 27%), участие *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana* уменьшается. Возрастает участие

хвойных пород: ели встречено почти 23%, сосны – почти 6%. Состав травянистых растений несколько изменился, увеличилась доля Poaceae (18%), Vacciniaceae-Ericaceae, Cyperaceae. Количество ксерофитов невелико. Среди споровых растений преобладают папоротники сем. Polypodiaceae (около 49%).

Спорово-пыльцевой комплекс IV (глуб. 3,4м, суглинки). В общем составе преобладающей становится пыльца трав (54%). Среди древесных форм по-прежнему лидирует *Betula* sect. *Albae*. Доля хвойных пород уменьшается. Среди трав наибольшую долю составляет пыльца Poaceae (почти 22%). Отмечены Cyperaceae, *Artemisia* sp., Chenopodiaceae. Состав мезофильного разнотравья становится более разнообразным, встречены виды Ranunculaceae (почти 30%), Polygonaceae (более 23%), Rosaceae (11%), Onagraceae, Saxifragaceae и др. Среди споровых доминируют папоротники сем. Polypodiaceae (около 87%).

Спорово-пыльцевой комплекс V (инт. глубин 3,4-2,8 м, торф). Вновь на первое место выходит пыльца древесных растений (около 68%). Доминирующую группу составляют *Betula* sect. *Albae* – более 45%, *Betula* sect. *Fruticosae* – 22% и ель *Picea* sp. – более 36%. В меньшем количестве встречена пыльца *Pinus sylvestris*, отмечены также *Pinus sibirica*, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Salix* sp., единичная пыльца вяза *Ulmus* sp. Среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца осок (38%). Разнообразен состав мезофильного разнотравья: определены представители Rosaceae (43%), Ranunculaceae (22%), Polygonaceae, Primulaceae, Apiaceae, Ciceriaceae, Brassicaceae и др. Отмечены влаголюбивые Menyanthaceae (вахтовые), *Alisma* sp. (частуха). Среди немногочисленных споровых растений доминирует *Sphagnum* sp.

Спорово-пыльцевой комплекс VI (инт. глубин 2,8-2,4м, торф). В общем составе спектра преобладают споры – более 56%. Среди пыльцы древесных основную долю составляет *Picea* sp. (почти 50%), количество *Pinus sylvestris* невелико (4%). По-прежнему значительно участие *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*. Преобладает Rosaceae (около 62%). Среди споровых растений господствующее положение занимают сфагновые мхи.

Спорово-пыльцевой комплекс VII (инт. глубин 2,4-1,05м, торф). В общем составе спектра 86% приходится на долю древесных растений. Преобладают ель *Picea* sp. и береза sect. *Albae* (до 66 и 35,4% соответственно). Участие *Betula* sect. *Fruticosae* составляет почти 23%, доля пыльцы *Betula nana* снижается. Отмечена пыльца *Pinus sylvestris*, *Pinus sibirica*, *Alnus* sp. и *Salix* sp. Встречена пыльца представителей неморальной флоры: *Ulmus* sp., *Tilia* sp. В составе травянистых растений основное место занимает пыльца осок (70-76%). Из споровых преобладает *Sphagnum* sp. (почти 84%). В небольших количествах присутствуют папоротники сем. Polypodiaceae, лесные плауны *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*.

Спорово-пыльцевой комплекс VIII (инт. глубин 1,05- 0,5м, торф). Преобладает пыльца древесных растений (более 89%). На первое место выходит *Betula* sect. *Albae* (почти 42%), доля *Picea* sp. составляет 34-48%. Участие *Betula* sect. *Fruticosae* немного возрастает. В меньшем количестве встречена пыльца *Pinus sylvestris*, отмечены *Abies* sp., *Betula nana*, *Alnus* sp., *Salix* sp. В составе пыльцы травянистых растений по-прежнему преобладают осоковые Cyperaceae (почти 67%). Мезофильное разнотравье становится малочисленным, но в целом сохраняет свой состав. Среди споровых преобладают *Sphagnum* sp., Polypodiaceae.

Спорово-пыльцевой комплекс IX (инт. глубин 0,03-0,1м, торф). В общем составе доля спор составляет почти 50%, древесных растений – более 48%, трав – около 2%. В целом состав растительности сохраняется. Среди древесных форм преобладает *Picea* sp. (почти 35%). Состав травянистых растений беден. Доминирует *Sphagnum* sp. (98%).

Изучение материалов разреза Инта-11 и полученные радиоуглеродные датировки (данные А.В.Пастухова) позволили установить время формирования отложений поздним пребореальным (РВ) – субатлантическим-современным (SA/SA-R) периодами голоцена и проследить следующие этапы развития растительности. Похолодание конца пребореального периода (РВ-2, комплекс I-II) привело к господству группировок из карликовой и кустарниковой берез. Наряду с болотно-тундровыми формациями существовали полынно-

маревые ксерофитные сообщества. Палинологический спектр раннебореального потепления (ВО-1, комплекс III) свидетельствует о том, что на территории происходило формирование березовых лесов и редколесий, иногда – с елью и сосной. В конце бореального периода (ВО-2, комплекс IV) произошедшее похолодание привело к возрастанию роли древовидной и кустарниковой берез, увеличению роли ерниковых тундровых группировок. В травянистом покрове значительное участие получили папоротники. Начало атлантического периода (АТ-1, комплекс V) характеризуется широким распространением таежных лесов, где лесобразующими породами были ель и береза, а в виде примеси присутствовал кедр и единичные широколиственные породы. Во время среднего атлантического периода (АТ-2, комплекс VI) формировались елово-березовые леса. В конце атлантического периода (АТ-3, комплекс VII) распространились елово-березовые леса, с примесью сосны, кедра, ольхи, ивы. В составе сообществ принимали участие единичные представители широколиственных пород: вяз, липа. Большое участие сфагнома и растений, предпочитающих обводненные участки обитания, указывают на большую увлажненность территории. Суббореальный период (SB, комплекс VIII) характеризуется развитием хвойных лесов с господством ели и значительной долей березы, с участием сосны и примесью кедра, ольхи, ольховника и ивы. Развита болота, травянистые ассоциации из осок и мезофильного разнотравья. В субатлантический период (SA-3/SA-R, комплекс XI) произошло увеличение роли березы, развивались березово-еловые леса. Современный этап характеризуется распространением на данной территории еловых и елово-березовых лесных участков, которые чередуются с обширными болотами и участками из карликовой и кустарниковой берез.

Таким образом, проявившиеся изменения растительных сообществ многолетнемерзлых бугристых торфяников позволяют достаточно точно проследить колебания климатических условий во время голоцена, которые происходили на территории центральной части Интинского района Коми Республики. Полученные сведения не противоречат более ранним исследованиям, проведенным Никифоровой Л.Д. (1982).

Проведенные исследования поддержаны программой фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-41 «Квартер Арктических районов Европейского северо-востока России: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография, полезные ископаемые».

Список литературы:

Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, – 1982. – С. 154-162.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ

Г.Г. Матишов¹, Г.В. Ковалёва², В.В. Польшин², К.В. Дюжова²

¹ Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия, matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru

² Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия, kovaleva@ssc-ras.ru

SEDIMENTATION AND BIOSTRATIGRAPHY OF THE SEA OF AZOV HOLOCENE DEPOSITS

G.G. Matishov¹, G.V. Kovaleva², V.V. Polshin², K.V. Dyuzhova²

¹ Southern Scientific Center RAS, Rostov-on-Don, Russia

² Institute of Arid Zones of Southern Scientific Center RAS, Rostov-on-Don, Russia

Процесс осадкообразования в морских бассейнах напрямую зависит от условий среды, и любые изменения климата, характера тектонического режима, уровня моря, биологического разнообразия, гидролого-гидрохимических параметров водоёма, в той или иной степени находят своё отражение в строении разреза осадочной толщи. Бесспорный интерес в связи с этим вызывает исследование морских осадков Азовского моря, для которого характерно уникальное сочетание природных условий, влияющих на формирование

осадочного покрова морского дна. Данные условия, прежде всего, определяются изолированностью этого морского водоема и его относительно небольшой глубиной, близостью источников поступления обломочного материала, активностью проявления гидродинамических процессов, развитием и биомассой гидробионтов. Существенное влияние на характер седиментогенеза в Азовском море так же оказывают разнонаправленные тектонические движения голоценового возраста, благодаря которым создаются условия для накопления или размыва морских осадков.

Начиная с 90-х годов XX века сотрудниками Южного научного центра РАН (ЮНЦ РАН) и Института аридных зон ЮНЦ РАН проводились исследования донных отложений Азовского моря, в ходе которых был собран и обобщен обширный фактический материал по морфологии, литологии, биостратиграфии и абсолютному возрасту осадков этого морского водоёма (Матишов, 2006; Матишов, 2007; Матишов и др., 2009; Матишов и др., 2010; Матишов и др., 2012; Матишов и др., 2016). Исходным материалом для данной работы послужили колонки донных отложений отобранные в Азовском море в различные годы (рис. 1). Определение абсолютного возраста отложений радиоуглеродным методом было выполнено в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета (под руководством д.г.-м.н., проф., Х.А. Арсланова).

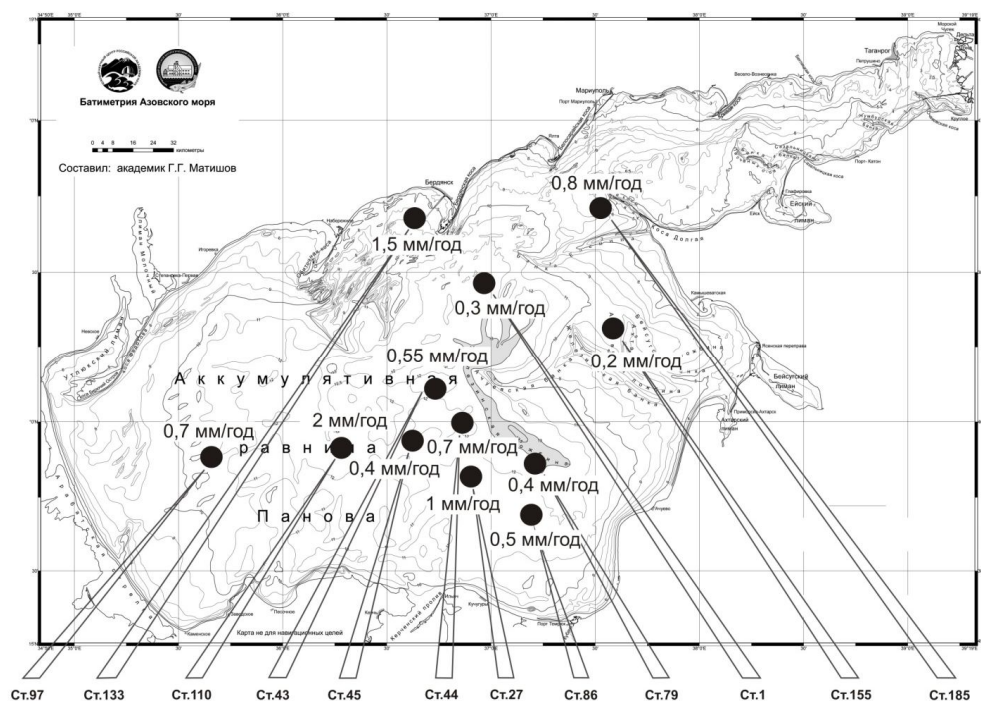


Рис.1 – средние скорости осадконакопления (мм/год) в Азовском море

Проведенные исследования позволяют в большей степени дать характеристику новоазовским отложениям, которые имеют повсеместное распространение и составляют верхнюю часть разреза осадочной толщи. Изучение кернов, отобранных в юго-восточной части Азовского моря, в совокупности с данными по абсолютному возрасту осадков позволяет судить об отложениях древнеазовского возраста.

Древнеазовские осадки формировались под влиянием периодического затока соленых черноморских вод в азовскую котловину и ингрессии моря в устьевые участки речных долин. Литологический состав древнеазовских отложений (изученный возрастной интервал 6500–3100 лет назад) отличается от новоазовских присутствием более грубой фракции и значительным содержанием ракушечного материала, алевроита и песка. Так, нижняя часть колонки (Ст.1) сложена осадками с подтвержденным древнеазовским возрастом (6480 ± 120 ; 4680 ± 110 лет назад) и представлена заиленной ракушей с вклиниванием прослоев глинистого ила. В составе отложений этого же возраста (5900 ± 140 лет назад) вскрытых

грунтовыми трубками восточнее банки Железинской (Ст.155) отмечаются заиленные мелкозернистые пески с примесью раковинного материала и алевритовые илы с включением песчаной фракций (Матишов и др., 2016).

Диатомовый анализ древнеазовских отложений показал, что слои характеризуются бóльшим (по сравнению с новоазовскими отложениями) видовым разнообразием морских видов диатомовых водорослей, указывающих на заметное повышение уровня моря. К особенностям отложений этого возраста можно так же отнести: большое число диатомовых водорослей из морского рода *Thalassiosira*, наличие слоев с высоким содержанием спор динофитовых водорослей (Dinophyta); горизонты с большой численностью спор диатомовых водорослей из рода *Chaetoceros* (Ковалева и др. 2015). Еще одной особенностью древнеазовских отложений является наличие слоев с высокой численностью цист (покоящихся стадий) Chrysophyta (золотистых водорослей). Современные представители отдела Chrysophyta обитают как в опресненных, так и в морских водоемах, но учитывая, что в слоях с высоким содержанием цист Chrysophyta также обнаружено много створок *Actinocyclus octonarius* Ehr. – мы сопоставляем эти отложения с регрессивными стадиями существования водоема (а именно, с условиями опресненного мелководья) (Ковалева и др. 2015).

Состав спорово-пыльцевых спектров древнеазовских отложений указывает на частые изменения, происходившие в растительном покрове. В период формирования осадков условия на побережье менялись от засушливых (7000–5000 лет назад), с распространением степной растительности, к более увлажненным (5500–4000 лет назад) с увеличением доли древесной растительности на прилегающих территориях.

Накопление новоазовских отложений происходило на фоне повышающегося уровня моря (нимфейская стадия) чередующегося с кратковременными регрессивными фазами. Их состав и мощность в условиях азовского мелководья в значительной степени определяются неоднородностью и расчлененностью донного рельефа (Матишов и др., 2010). На вершинах банок и гряд, максимальное распространение получили ракушечник и разнозернистые органогенно-детритусовые пески. С увеличением глубин происходит их фациальное замещение на илистые органогенно-детритусовые пески, которые к подошве банок заменяются заиленной ракушей и илистыми осадками различного гранулометрического состава. Центральную часть моря выстилают глинистые и алевритово-глинистые илы с ритмичным чередованием маломощных слоев сложенных ракушечным материалом. По мере приближения к побережью, содержание ракушечного материала, алеврита и песка в осадках увеличивается, что очевидно связано с усилением гидродинамических процессов в этих районах и общим поперечным перемещением донных наносов, направленным от центра моря к его береговой зоне. Мощность отобранных нами новоазовских отложений максимальна в южной части Азовского моря (Ст.27) и, приуроченная к зоне Индоло-Кубанского прогиба, выклинивается в сторону берега, где залегает на отложениях древнеазовского (Ст.1, 155) или плейстоценового возраста.

Анализ состава створок диатомовых водорослей в новоазовских отложениях указывает на частые колебания уровня Азовского моря. В колонках отмечается чередование горизонтов, где в массе встречаются створки *Actinocyclus octonarius* Ehr. и *Actinoptychus senarius* (Ehr) Ehr. со слоями, где преобладают споры диатомовых из рода *Chaetoceros* (Ковалева и др. 2015). Преобладание в осадочной толще *A. octonarius* и *A. senarius* свидетельствует, что в этот период уровень моря был невысоким, а, напротив, увеличение в отложениях спор морского рода *Chaetoceros* обитающего в сравнительно глубоководных районах моря, маркирует этапы существования водоёма, когда происходило увеличение солёности и повышение уровня (Ковалева и др. 2015).

Спорово-пыльцевой анализ новоазовских отложений показал, что по всей толще доминирует пыльца травянистых растений (до 85%) из семейств Chenopodiaceae, Poaceae и рода *Artemisia*. Группа пыльцы древесных пород немногочисленна в процентном отношении (от 15 до 40%), но разнообразна по таксономическому составу с присутствием пыльцевых

зерен *Pinus, Betula, Alnus, Quercus, Ulmus, Tilia, Fagus, Carpinus*. Ландшафтно-климатические условия характеризуются растущей аридизацией климата и распространением степных формаций. Около 600–500 лет назад был реконструирован заметный и довольно кратковременный этап, отражающий некоторое похолодание климата и расширение площадей, занятых лесной растительности.

Следует отметить, что скорость осадконакопления на протяжении древне- и новоазовского этапа развития Азовского моря варьировала в широком диапазоне и в среднем для голоцена по полученным данным была в границах от 0,2 (ст. 155) до 2 мм/год (Матишов и др., 2016). Минимальные значения скоростей седиментации приурочены к зонам транзита и слабой аккумуляции осадочного материала и совпадают с направлениями основных морских течений. В геоморфологическом плане эти зоны приурочены к участкам абразионных и аккумулятивно-абразионных равнин (Ст.155, Ст.1). Максимальные значения скорости осадконакопления характерны для центрального и южного районов моря, являющихся основной зоной аккумуляции и совпадающих с областью максимальных глубин. Повышенные значения скоростей аккумуляции осадочного материала на современном этапе до нескольких мм/год в некоторых прибрежных районах (Ст. 133, Ст. 185) можно объяснить морфологическими особенностями строения рельефа дна, препятствующими передвижению наносов на более низкий батиметрический уровень и режимом твердого стока крупных рек впадающих в Азовское море.

Свои коррективы в распределение осадочного материала вносят новейшие тектонические движения. Так, скорость осадконакопления значительно выше в районах, приуроченных к зоне стабильного прогибания земной коры в голоцене, которая в соответствии с Индоло-Кубанскому прогибу. На участках дна характеризующихся активизацией восходящих движений в новоазовское время отмечаются значительно меньшие скорости осадконакопления или процессы абразии коренного субстрата дна.

Таким образом, анализ изученных нами разрезов донных отложений голоценового возраста свидетельствует о нестабильном уровне моря во время их образования. Частые изменения уровневых отметок предопределили ритмичный характер строения осадочной толщи, которая по всей мощности в той или иной степени обогащена органическим материалом автохтонного и аллохтонного происхождения. Обильное присутствие пыльцы и спор растений, створок диатомовых водорослей и малакофауны по вертикали разреза в комплексе с данными по абсолютному возрасту морских осадков и результатами литологических исследований позволяют судить, в каких условиях протекал процесс осадкообразования.

Список литературы:

Ковалева Г.В., Измайлов Я.А., Золотарева А.Е. Диатомовые водоросли из позднеголоценовых отложений Азовского моря, как индикаторы колебаний уровня водоема // Вестник Южного научного центра, – 2015. – Том 11, – №1. – С. 53-62.

Матишов Г.Г. Новые данные о геоморфологии дна Азовского моря // Доклады Академии наук, 2006. – Том 409, – № 3. – С. 375–380.

Матишов Г.Г. Сейсмопрофилирование и картирование новейших отложений дна Азовского моря // Вестник Южного научного центра, 2007. – Том 3, – №3. – С. 32-40.

Матишов Г.Г., Дюжова К.В., Ковалева Г.В., Польшин В.В. Новые данные об осадконакоплении и биостратиграфии древне- и новоазовских отложений (Азовское море) // Доклады Академии наук, – 2016. – Том 467, – № 4. – С. 463–467.

Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Польшин В.В. Новые данные о скорости седиментации в Азовском море в позднем голоцене // Доклады Академии наук, – 2009. – Том 428, – № 6. – С.820 –823.

Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Красноруцкая К.В. Изменения климата Приазовья в позднем голоцене // Доклады Академии наук, 2012. – Том 444, – № 3. – С. 320.

Матишов Г.Г., Польшин В.В., Шохин И.В. Влияние геоморфологических особенностей дна Азовского моря на распределение бентоса // Вестник Южного научного центра, – 2010. – Том 6, – № 2. – С. 14-20.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ТРАНСФОРМАЦИИ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ

В.Б. Михно

Воронежский государственный университет, Россия, Воронеж, Россия, fizgeogr@mail.ru

MODERN TENDENCIES OF LANDSCAPE TRANSFORMATION IN THE CENTRAL BLACK SOIL REGION

V.B. Mikhno

Voronezh State University, Russia, Voronezh, Russia

Становление и развитие ландшафтов. Формирование ландшафтов Центрального Черноземья охватывает длительный отрезок времени. В единой цепи ландшафтогенеза региона четко прослеживается два основных периода: древний и современный.

В древний период, включающий значительный по протяженности этап развития наземных ландшафтов, преимущественно с момента отступления палеогенового моря и вплоть до субатлантического периода голоцена, формировались палеоландшафты. Они сформировали свою инвариантность и функционировали в обстановке, не свойственной современным физико-географическим условиям данной территории (Михно, 1998).

Палеоландшафты ЦЧР разновозрастные, что предопределено как неодинаковой эволюционной мобильностью физико-географических компонентов, так и различной степенью инертности непосредственно тех или иных, типов ландшафтов. В результате этого в ландшафтной структуре региона нередко соседствовали и взаимодействовали как очень древние, так и сравнительно небольшого возраста палеоландшафты.

Возраст палеоландшафта соответствует отрезку времени, прошедшему с момента возникновения его типовой структуры (инварианта). В соответствии с воззрениями Ф.Н. Милькова, инвариант – это наиболее общие, а потому и более устойчивые черты структуры типа ландшафтного комплекса на уровне его семейства (Мильков, 1986).

В древний период ландшафтная обстановка нынешней территории ЦЧР отличалась от современной не только климатическими условиями, геоморфологическими особенностями, характером растительности и почвенного покрова, но и соотношением лесных и степных комплексов, их структурной организацией, бонитетом, динамикой и, в целом, инвариантностью ландшафтов. Свидетельством тому могут служить материалы палеогеографических исследований, получившие отражения в работах Б.П. Ахтырцева (1996), А.А. Величко (1980), Н.П. Виноградова и С.В. Голицына (1956), Ф.Н. Милькова (1950), Г.И. Раскатова (1969), В.Б. Михно (1998), Т.Д. Серебрянной (1982), Е.А. Спиридоновой (1991), Г.В. Холмового (1984).

Чередующиеся в плейстоцене оледенения и межледниковья вызывали колебательные смещения границ ПТК, существенно изменяли ландшафтную структуру региона. Палеоботанические данные свидетельствуют о том, что в эпоху максимального (Донского) оледенения здесь господствовала «холодная» березово-сосново-лиственная лесостепь. В межледниковые периоды она вытеснялась лесостепью, в которой произрастали широколиственные леса (Спиридонова, 1991).

Современный период развития ландшафтов, в отличие от древнего, менее продолжительный. Естественные ландшафты современного облика, доминирующими комплексами которых выступают дубравы и разнотравно-злаковые степи, сформировались уже на рубеже суббореального и субатлантического периодов (примерно 2800 – 2500 лет назад), когда в регионе установились климатические условия, близкие к современным. Это подтверждают палеогеографические исследования, проведенные на уровне физико-географических компонентов. Так, анализ палинологических материалов по голоцену, выполненный Е.А. Спиридоновой, позволил ей сделать вывод о том, что именно в это время в бассейне Дона произошла смена преимущественно разнотравных степей на современные лесостепи (Спиридонова, 1991). Б.П. Ахтырцев установил, что здесь в конце суббореального

периода под дубравами сформировались полноразвитые серые лесные почвы, достигшие в субатлантический период динамического равновесия со сложившимися ландшафтными условиями устойчивой лесостепи (Ахтырцев, 1996).

Субатлантический период характеризуется достаточно стабильными естественными факторами ландшафтогенеза, о чем свидетельствуют незначительные изменения климатических условий и состава растительных группировок. Что же касается ландшафтообразующей роли антропогенных факторов, то она существенно возросла. Антропогенное воздействие вызывает трансформацию ландшафтов не только локального, но и регионального уровня. Об этом свидетельствует существенное сокращение площади лесов под воздействием подсечного земледелия и различного рода строительства. Так, если лесистость лесостепного Подонья во второй половине голоцена достигла 50% (при участии в лесах от 24% до 38% дуба) (Нейштадт, 1957), то в последующее время она стала заметно сокращаться под воздействием подсечного земледелия, в процессе которого половина площади дубрав региона (от 350 – 650 тыс.га) неоднократно полностью уничтожалась. Во второй половине 17 века окончательно исчезли девственные дубравы Воронежского края (Царалунга, 2010). Особенно резко сократилась площадь сосновых лесов. Практически полностью исчезли реликтовые сосновые леса ранее произраставшие на меловых обнажениях долины Дона и его притоков (из крупных сосен уцелело одно дерево в урочище Мордва на правом меловом склоне долины р. Потудани у с. Ездоцкого). К моменту строительства Белгородской засечной черты в середине 17 в. география лесов была здесь уже близка к современной. Общая лесистость региона сейчас составляет 8,4%, что значительно ниже необходимой оптимальной лесистости, которая должна составлять здесь 15-25%.

В недалеком прошлом, широко распространенные на нынешней территории Воронежской, Курской и Белгородской областей степи, в процессе хозяйственного освоения столь существенно сократили свой ареал, что речь может идти лишь о небольших по площади, чудом уцелевших, разрозненных степных островах. В своем распространении они тяготеют к склонам балок и опушкам леса. На территории бывших плакорных степей повсеместно доминируют агроландшафты (распаханность достигает 80-85%).

В настоящее время динамика ландшафтов Центрального Черноземья предопределена эндогенными, экзогенными и антропогенными факторами. Здесь достаточно ясно выражены пространственные и временные изменения типологических ландшафтных комплексов локального уровня: типов местности, урочищ и фаций. В трансформации типологических ландшафтов ведущую роль играют антропогенные и климатические факторы. В частности, циклическая и периодическая динамика ландшафтов региона под воздействием изменяющихся климатических условий находит отражение в хорологической, структурной, временной и направленной динамике. Наиболее четко это прослеживается при рассмотрении динамики инсультных дубрав. Так, в связи с увеличением в последнее десятилетие в северо-восточной части Центрального Черноземья годовой суммы осадков, фиксируется смещение границ дубрав в сторону расширения ареалов. Вместе с тем, фиксируются структурные изменения лесных комплексов.

В процессе проведенных исследований на основе повторного крупномасштабного ландшафтного картографирования Воронежской области, установлено, что за период с 1960 г. по 2000 г. наиболее интенсивно изменились ареалы пойменного, склонового, плакорного и междуречного недренированного типов местности (табл.1).

Все это привело к трансформации структуры типов местности Воронежской области (Михно, 2000). В частности сокращение площади пойменного типа местности на 2,0% привело к деградации заливных лугов, урем, озер-стариц, черноольшанников и других характерных урочищ пойменного типа местности на значительной площади. Основной причиной сокращения ареала пойменных ландшафтов явилось обсыхание пойм, вызванное исчезновением малых рек и понижением уровня более крупных рек. По данным А.Г. Курдова из 239 рек области (1950 г.) к 1991 году 47 рек перешли в разряд рек с непостоянным (эпизодическим) течением, а 120 вообще исчезли (Курдов, 1995).

Табл.1 – Современные тенденции трансформации ландшафтов Воронежской области

Тип местности	1960		2000		Степень трансформации ландшафтов			
	площадь		площадь		увеличение		уменьшение	
	км ²	%	км ²	%	км ²	%	км ²	%
Пойменный	6531	12,5	5490	10,5			1041	2,0
Надпойменно-террасовый	4915	9,4	5110	9,8	195	0,4		
Склоновый	17111	32,5	17844	34,0	776	1,5		
Плакорный	21593	41,3	21248	40,6			345	0,7
Зандровый	603	1,1	603	1,1				
Междуречный недренированный	1518	2,9	1863	3,6	345	0,7		
Останцово-водораздельный	172	0,3	172	0,3				
Аквальный			70	0,1	70	0,1		
Всего	52400	100	52400	100	1386	2,7	1386	2,7

Уменьшение площади пойменного типа местности на 1041 км привело к расширению ареала надпойменно-террасового типа местности на 195 км², склонового типа местности на 776 км² и аквального типа местности на 70 км².

Сокращение площади плакорного типа местности на 345 км² вызвано преимущественно развитием междуречного недренированного типа местности и расширением ареала склонового типа местности.

Увеличение площади междуречного недренированного типа местности на 345 км² связано с несколько возросшей в последние годы влажностью климата и воздействием антропогенных факторов, способствовавших поднятию уровня грунтовых вод в условиях междуречий (устройство водоемов, орошение земель, снегозадержание).

Аквальный тип местности образовался за счет пойменного на площади 70 км² в результате создания Воронежского водохранилища.

Таким образом, изменение в последние столетия структуры и ареалов естественных зональных типов ландшафтов лесостепи и степи Центрального Черноземья, значительное расширение ареала антропогенезированных ландшафтов, в составе которых определяющую роль стали играть коренным образом измененные и заново созданные ландшафты - агроландшафты, селитебные ландшафты, горно-промышленные, фитомелиоративные, дорожные ландшафты, искусственные аквальные комплексы и многие другие – свидетельство широкой и глубокой масштабности трансформации природно-территориальных комплексов не только локального, но и регионального уровня.

Все это указывает на необходимость постоянного внесения корректив в существующие материалы палеогеографических исследований развития ландшафтов, физико-географического районирования и ландшафтно-типологического картографирования региона. Учитывая доминирующую роль в современной структуре физико-географических зон ЦЧР агроландшафтов, целесообразно отразить эту особенность непосредственно в самих названиях зон, а именно лесостепную зону именовать агро-лесостепной, степную – агро-степной. Практика убеждает, что управление развитием и оптимизация ландшафтов Центрального Черноземья возможны на основе проектирования и создания природо-оптимизирующих систем, базирующихся на разностороннем обосновании, в том числе и анализе современных тенденций трансформации ландшафтных комплексов. Последнее нередко предопределяет достоверность прогнозирования функционирования природно-хозяйственных систем. Актуальность таких исследований для решения многих задач, связанных с совершенствованием природопользования в рассматриваемом регионе несомненна.

Список литературы:

- Ахтырцев Б.П. История формирования и антропогенная эволюция серых лесных почв / Б.П. Ахтырцев // Вестн. ВГУ. Сер. 2 Естественные науки. - 1996. - С. 11-19.
- Величко А.А. О возрасте морен днепровского и донского ледниковых языков / А.А. Величко // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. - М.: 1980. С. 7-19.
- Виноградов Н.П. Ледниковые реликты внутри эрратики (заметки о флоре и растительности бассейна р. Потудань) / Н.П. Виноградов, С.В. Голицын // Тр. Воронеж. гос. ун-т. - 1956. Т. 30. - С. 97-106.
- Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона / М.Н. Грищенко. - М.: Изд-во Наука, 1976. - 228 с.
- Курдов А.Г. Водные ресурсы Воронежской области: формирование, антропогенное воздействие; охрана и расчеты / А.Г. Курдов. - Воронеж, 1995. - 224 с.
- Мильков Ф.Н. Лесостепь Русской равнины / Ф.Н. Мильков. - М.: Изд-во АН СССР, 1950. - 296 с.
- Мильков Ф.Н. Физическая география: учение о ландшафте и географическая зональность / Ф.Н. Мильков. - Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1986. - 328 с.
- Михно В.Б. Палеоландшафт: теоретические и прикладные аспекты / В.Б. Михно // Вестн. ВГУ. Сер. 2. Естественные науки. - 1998. №3. - С. 66-77.
- Михно В.Б. Пространственно-временные изменения ландшафтов Центрального Черноземья / В.Б. Михно // Вестн. Воронеж. отд. РГО. Том 2. вып. 1. Воронеж, 2000. - С. 3-8.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене / М.И. Нейштадт. - М.: 1997. - 404 с.
- Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы / Г.И. Раскатов. - Воронеж, 1969. - 164 с.
- Серебрянная Т.Д. О динамике лесостепной зоны в центре Русской равнины в голоцене / Т.Д. Серебрянная // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. - М.: 1982. - С. 179-186.
- Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене - голоцене / Е.А. Спиридонова. - М.: Изд-во Наука, 1991. - 221 с.
- Холмовой Г.В. История развития речной сети Верхнего Дона в плиоцене и плейстоцене по результатам палеоботанического анализа / Г.В. Холмовой // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. - М.: 1984, - С. 77-83.
- Царалунга В.В. Краткая история антропогенного воздействия на дубравы Центрального Черноземья / В.В. Царалунга // Деградация дубрав Центрального Черноземья. - Воронеж, 2010. С. 211-269.

**СОВРЕМЕННЫЕ И РЕЛИКТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА
НА ДНЕ МИРОВОГО ОКЕАНА**

В.И. Мысливец, С.Г. Миронюк
МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

MODERN AND RELIC LANDFORMS OF THE OCEAN FLOOR

V.I. Myslivets; S.G. Myronyuk
M.V. Lomonosov's Moscow State University, Moscow, Russia

Введение. В последние десятилетия на смену прежним представлениям о монотонном, слабо расчлененном рельефе океанского дна пришли новые взгляды. Дно океанов и морей оказалось весьма неровным, с крупными возвышениями, подводными хребтами, нагорьями, плато и возвышенностями. Количество вновь открываемых подводных гор превысило 16 тысяч и продолжает расти. Абиссальные равнины оказались не только плоскими, но и волнистыми; эти последние сменяются зонами холмистого рельефа. Самая длинная горная цепь планеты оказалась подводной – система срединно-океанических хребтов опоясывает земной шар и вдвое превосходит по длине экватор.

Наряду с крупными неровностями стали изучаться формы средних и небольших размеров, а подводное фотографирование открыло целый мир микрорельефа дна океана. Абиссальные глубины оказались подвержены не только тектоническим воздействиям, сейсмичности, вулканизму и метаморфизму; большую роль в определении их облика играют экзогенные процессы. В 1973 г. В.В. Лонгинов разделил их на три большие группы – гравитационные, гидрогенные и биогенные. За прошедшие годы произошло значительное усовершенствование старых и появление новых средств изучения океанского дна. Разработка морских месторождений, использование биоресурсов, развитие коммуникаций и другие аспекты использования морского дна привели к тому, что некоторые его участки стали очень детально изучаться, а это привело к появлению новой информации о геолого-геоморфологических процессах. О некоторых связанных с этим проблемах пойдет речь в настоящей работе.

Гравитационные процессы. Традиционно основными из них считают оползни и мутьевые (суспензионные) потоки. Исследования последних десятилетий, во-первых, расширили это список, во-вторых, выявили грандиозные масштабы форм рельефа дна, созданных этими процессами.

Так, движение грунта вниз по склону под действием силы тяжести оказалось весьма разнообразным явлением. Выделяют крип – медленное движение материала, различные виды потоков – обломочных (дебрис-флоу), зерновых (грейн-флоу), песчаных (сэнд-флоу), илистых (мад-флоу). Оползни на шельфе при определенных условиях могут происходить при уклонах менее 1° и захватывать большие участки. Они случаются чаще всего в сейсмичных районах, при высоких скоростях осадконакопления, когда грунтовые воды не успевают отжиматься и возникает слой с повышенным внутрипластовым давлением. Такой слой может образоваться и при выделении метана, если осаждающийся материал насыщен органикой.

Периферийные части океанов, где скапливаются огромные массы выносимого с континентов осадочного материала, – арена развития гигантских оползней. Давно известны оползни Блейк-спур и у мыса Гаттерас, где оползанию были подвержены целые стратиграфические толщи. Детальное изучение подводной окраины северо-западной Европы выявило многочисленные оползни размерами в десятки километров; стенки отрыва оползневых тел достигают иногда сотен метров. Севернее, напротив побережья Норвегии, обнаружен самый крупный на Земле оползень Сторегга. Длина его стенки отрыва составляет 290 км, а длина оползневого тела достигает 800 км. Возраст события около 7 тысяч лет назад; оно, вероятно, было вызвано сейсмическим толчком. Такой крупный оползень вызвал цунами, следы которого, вероятно, сохранились в виде песчаного прослоя среди илистых отложений на низменном побережье Шотландии (Dawson et al., 1988). К северо-западу от Шпицбергена выявлен потенциальный оползень – мощная толща осадочных пород, готовая к движению вниз по склону.

Изучение мутьевых потоков показало, что они разделяются на две большие группы – потоки малой плотности и потоки высокой плотности. Высокоплотностные потоки способны эродировать верхнюю часть континентального склона и создавать многочисленные подводные эрозионные формы – долины и каньоны. Деятельность мутьевых потоков особенно широко распространилась во время последней гляциоэвстатической регрессии Мирового океана, когда в низких широтах устья рек находились на краю континентального шельфа, а в высоких широтах – в Северной Атлантике, Норвежско-Гренландском бассейне и других районах огромные массы осадочного материала выносили к побережьям ледники; в ходе дегляциации этот материал входил в состав многочисленных ледниково-мутьевых потоков (Матишов, 1984). Подводным каньонам и конусам выноса посвящена большая литература. Описаны гигантские абиссальные конусы типа Бенгальского, превосходящие по площади расположенный рядом полуостров Индостан.

Интересно, что некоторые гигантские конусы отмечают устья рек, не существующих в наше время. Лаврентийский конус расположен напротив эстуария Св. Лаврентия, и лишь к

его вершине приурочена одноименная река. Ее нынешний сток наносов не позволяет заполнить эстуарий. Самым ярким свидетелем существования в прошлом очень крупной реки является Медвежинский конус. Он находится на продолжении Медвежинского желоба (низменности) у северного побережья Норвегии. Оба упомянутых конуса образованы не только и не столько аллювиальными, сколько флювиогляциальными отложениями, образующимися при таянии выводных ледников, наследовавших долины древних рек.

В некоторых районах океанского дна русловые системы стока мутьевых потоков не затухают, выходя на прилегающие равнины, а продолжают в виде так называемых абиссальных каналов. Иерархия и черты строения абиссальных каналов Хейзена, Мори и других детально изучена Г.Г. Матишовым (1984). Лежащие на продолжении эрозионных форм континентального склона абиссальные каналы, сливаясь, образуют магистральные каналы, а те, в свою очередь – срединно-океанические каналы. Самый крупный из них расположен в северо-западной Атлантике и носит имя Б. Хейзена, известного морского геоморфолога. Здесь черты подводной орографии способствовали тому, что мутьевые потоки, сходявшие во время дегляциации с подводных окраин Лабрадора, Баффиновой Земли, Гренландии, Исландии, сливались в единое русло, выходившее на абиссальную равнину открытого океана. Другой абиссальный канал, Мори, расположен к востоку от хребта Рейкьянес. Ширина каналов достигает 10 км, глубина – 200 м, длина до 4 тыс. км. Протяженность канала Хейзена достигает 4 500 км (как у реки Лена). Общая длина абиссальных каналов Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна достигает 200 тысяч км. Каналы окаймлены прирусловыми валами высотой 150 – 250 м; тальвег меандрирует по плоскому днищу канала, который и сам иногда образует излучины. Вниз по течению глубина каналов уменьшается до 50 – 25 м, а уклоны – до нескольких минут. Каналы выстланы песком, перекрытым голоценовыми илами (Матишов, 1984).

Каналы представляют собой одну из загадок нашей планеты. Высокие скорости мутьевых потоков на континентальных склонах, приводящие к обрыву телеграфных кабелей, понятны. Но скорости потоков на абиссальных равнинах, позволяющие переносить пески на тысячи километров, ставят много вопросов. Движение должно быть турбулентным, чтобы осадочный материал оставался во взвешенном состоянии. Но возникает вопрос – почему при этом не диссипирует энергия потока? Какова природа этого движения? Высокие скорости мутьевых потоков не позволяют использовать натурные наблюдения (датчики разрушаются течением взвеси). Опыт математического моделирования, предпринятый В.В. Жмуром и Д.А. Саповым (2013), показал, что возможны три режима взвешенных плотностных потоков: два затухающих и один – катастрофический, с возрастающей интенсивностью. Но и для этого режима необходимы значительные уклоны.

Гидрогенные процессы. Наиболее значительным открытием в этой области явилось обнаружение системы придонной циркуляции в Мировом океане и следы ее воздействия на дно – гигантские аккумулятивные хребты («дрифты»), перерывы в осадконакоплении, многочисленные эрозионные формы. Среди последних Д. Кеннет (1987) называет промоины – эрозионные желоба длиной до нескольких километров, шириной несколько метров и глубиной от 1 до 20 м, рвы, маргинальные каналы. Области размыва приурочены к возвышенностям океанского дна, находящимся в потоке придонного течения. Кроме механической эрозии, большую роль в денудационных процессах абиссали играет химическое растворение карбонатных осадков. Многочисленны аккумулятивные формы, от рифелей и знаков ряби, до подводных дюн и волн осадков на глубинах 4 – 5 км. Шаг этих волн около двух километров, высота до 50 м. Одна из наиболее крупных аккумулятивных форм - осадочный хребет Блейк – Багама к востоку от Флориды; его длина около 800 км, ширина 400 км, относительная высота 2 км.

На востоке Тихого океана, между разломами Кларион и Клиппертон, зафиксированы формы как русловой, так и площадной эрозии. Эрозионные врезы имеют в глубину до 100 м, ширину 1,5 – 2 км и длину до 100 км. Они образовались в среднем миоцене – плиоцене и погребены постэрозионными отложениями (Инженерная геология ... , 2004).

Специфическим для океанского дна является режим «неотложения», когда не происходит ни размыва, ни аккумуляции. Скорость придонного течения недостаточна для размыва осадка, но ее хватает, чтобы препятствовать осаждению частиц.

Воздействие льда на дно. Материал на эту тему обобщил С.А. Огородов (2011). Он выделяет пассивную (береговой припай, блокирующий волновое воздействие) и активную роль морского льда. Активная роль может заключаться в выпахивающем воздействии килей айсбергов на дно, образовании ложбин размыва вокруг стамух и в других местах. Одним из авторов настоящей работы (В.М.) борозды айсбергового выпахивания наблюдались к северу от побережья Аляски, в море Бофорта, на глубинах 100 – 130 м. К северу от Шпицбергена такие борозды известны на глубине до 800 м. Проблемы, связанные с этими формами, следующие. Какова максимальная глубина воздействия льда на дно в данном районе в настоящее время? Борозды, встреченные на больших глубинах – результат гляциостатических регрессий или показатель размеров айсбергов прошлого?

Подводный карст. Карстовые источники типа воклюз известны давно на юге Франции, в Хорватии и других районах. В Черном море разгрузка подземных вод происходит у мыса Айя в Крыму, напротив Гагрского хребта в Абхазии. Выше упоминалось о растворяющем воздействии придонных вод на карбонатные осадки. Детальные исследования, проведенные на полигоне Кларион – Клиппертон, показывают, что на абиссальном дне встречаются и более привычные карстовые формы – воронки, котловины, поноры, карры. Одна из таких воронок имеет по бровке диаметр 400 м, глубину 90 м (Инженерная геология ..., 2004). Целый карстовый ландшафт обнаружен на дне Средиземного моря к югу от Греции. Здесь, в пределах вала Геродота, на поверхность дна выведены мессинские эвапориты, и к ним приурочены карстовые поля, воронки, поноры и т.д.

Гидротермальная деятельность на абиссальных глубинах. Черные и белые «курильщики» срединно-океанических хребтов привлекают интерес, прежде всего, как глубоководные оазисы необычной жизни, фрагменты альтернативной биосферы, не зависящей от солнечной энергии. Формирующиеся на глазах месторождения сульфидных руд могут поведать о происхождении подобных образований на суше. Однако глубоководные гидротермы еще и геоморфологический феномен: высота этих форм может достигать сотни метров и выше. Известны потухшие «курильщики» с погибшей фауной там, где гидротермальная деятельность прекратилась.

Биогенные процессы. О том, что одни бентосные организмы относятся к камнеточкам, а другие к илоедом, известно давно. В последние десятилетия выяснились грандиозные масштабы этой деятельности. На глубинах 3 – 4 км илистое дно почти всегда носит следы биотурбации и жизнедеятельности бентосных организмов. Как правило, это голотурии и другие иглокожие, полихеты, черви, которые могут достигать 1 м в длину и 5 см в диаметре и другие организмы. В этих районах поверхность дна испещрена бороздами, спиралями, разного рода отпечатками, холмиками, отверстиями (Ильин, 1996).

Материал о бентосных организмах обобщил И.А. Жирков (2010). По его данным, глубоководные агерматипные кораллы могут жить на глубинах от 1 до 4 тыс. м, образовывать банки и даже настоящие рифы. Однако если мелководные рифы образуют до 1 000 организмов, то глубоководные рифы строят около 10 видов. В благоприятных условиях высота таких рифов над окружающей поверхностью достигает 10 – 35 м.

По наблюдениям из батискафа А.К. Карамышева, приведенным И.А. Жирковым (2010), камчатские крабы в поисках моллюсков выкапывают глубокие, до метра, и длинные траншеи.

Флюидогенные процессы. Этим непривычно звучащим названием обозначены процессы дегазации недр, имеющие самые различные масштабы и выраженные на поверхности морского дна в виде покмарков, холодных метановых сипов, грязевых вулканов и других образований. Дегазация может быть приповерхностной, связанной с преобразованиями органического вещества в осадочной толще, и глубинной, каналы которой

берут начало на глубине в несколько километров и больше. В настоящее время наблюдается деградация многолетней мерзлоты, в том числе подводной. Когда этот процесс сопровождается выделениями газа, последствия могут быть опасными даже для крупных судов. Известно образование в результате дегазации воронки на п-ове Ямал, на суше. Однако подобные образования могут возникать и на дне.

Заключение. Приведенный краткий обзор данных о формах подводного рельефа свидетельствует о том, что они вполне пригодны для палеогеографических реконструкций и широко используются в этом качестве. Как известно, Международная изотопная шкала основана на стратиграфических, литологических, геохронологических и иных методах изучения разрезов донных отложений. Можно заключить, что и геоморфологические исследования могут представить палеогеографическую информацию.

Исследование выполнено по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 "Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования".

Список литературы:

Жирков И.А. Жизнь на дне. Биоэкология и биогеография бентоса. М.: Т-во научн. изд. КМК, 2010. 453 с.

Жмур В.В., Сапов Д.А. Катастрофические взвесенесущие гравитационные потоки. / Мировой океан. Т. 1. М.: Научный мир, 2013. С. 499 – 524.

Ильин А.В. Изменчивый лик глубин. М.: Недра, 1996. 186 с.

Инженерная геология рудной провинции Кларион – Клиппертон в Тихом океане. СПб.: Наука, 2004. 281 с.

Кеннет Д. Морская геология. Т. 2. М.: Мир, 1987. 384 с.

Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. 173 с.

Dawson A.G., Long D., Smith D.E. The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami // Mar. geol., 1988. V. 82. № 3 – 4. P. 271 – 276.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НА ОСНОВЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

О.Д. Найдина

Геологический институт РАН, Москва, Россия, naidina@ilran.ru

POSTGLACIAL ENVIRONMENTAL CHANGES OF THE LAPTEV SEA REGION INFERRED FROM PALYNOLOGICAL DATA

O.D. Naidina

Geological Institute RAS, Moscow, Russia

В результате мультидисциплинарных морских и наземных исследований последних десятилетий установлено, что регион моря Лаптевых уникален и не имеет аналогов в мире (Кассенс и др., 2009). Палеосреда приморских низменностей, не подвергавшихся покровному оледенению во время последнего ледникового максимума (Hubberten et al., 2004; Svendsen et al., 2004), детально реконструирована по данным изучения континентальных разрезов (Каплина, Ложкин, 1982; Naidina, 1995 и др.) На крайнем севере Восточно-Сибирской Арктики, а тем более на шельфе эволюция природной среды пока не полностью восстановлена (Левитан и др., 2007), и поэтому послеледниковая история морей все ещё находится в стадии изучения (Баух и др., 2009).

На рубеже двух столетий, благодаря результатам радиоуглеродного датирования морских осадков методом масс-спектрометрического радиоуглеродного анализа (AMS¹⁴C), а

также комплексным литолого-геохимическим исследованиям донных осадков (Bauch et al., 2001a и др.), были заново реконструированы основные этапы постгляциального повышения уровня моря (Bauch et al., 2001b). Судя по имеющимся AMS-датировкам, на границе позднеледникового и голоцена произошло катастрофическое изменение в соотношении суши и моря: за 800–1000 лет воды Арктического океана вторглись в пределы суши примерно на 500 км, образовав акваторию моря Лаптевых (Лаврушин, 2007). Подъем уровня моря в раннем голоцене обусловил поступление осадков из многолетнемерзлых отложений и трансформацию наземных ландшафтов в шельфовое море (Величко, 1973; Bauch et al., 1999; 2001b). Центрами накопления морских осадков во время послеледниковой трансгрессии были подводные палеодолины крупнейших рек – Лены, Яны, Анабара, Хатанги, Оленёка.

С целью восстановления динамики природной среды региона моря Лаптевых были изучены отложения послеледникового, вскрытые многочисленными колонками на восточном шельфе моря Лаптевых. Изменения палеосреды моря и суши реконструированы на основе геохронологических данных, обобщения исследований ископаемых комплексов остракод, диатомей и результатов палинологического анализа (пыльца и споры наземных растений и органикостенный фитопланктон).

По итогам палинологических исследований морских осадков установлено, что начиная приблизительно с 9.5 кал. тыс. лет назад и почти до 7.7 кал. тыс. лет назад летние температуры воздуха были выше современных приблизительно на 3–4° С (Найдина, 2013). В это время на суше тундровая растительность заменялась лесотундровой, продвигавшейся к побережью моря Лаптевых. Впервые по данным спорово-пыльцевого анализа и AMS¹⁴C-датирования морских осадков удалось провести ландшафтно-климатические палеореконструкции для всего голоцена (Найдина, 2016; Naidina, Bauch, 2001; 2011). Максимальное потепление климата установлено в интервале 9.1–8.6 кал. тыс. лет. Это наиболее выраженное потепление климата на побережье синхронно с адвекцией атлантических вод в море Лаптевых. Интервал интенсивного потепления, установленный по морским осадкам, можно сопоставить с раннеголоценовым оптимумом, который прослеживается в западном и восточном секторах Арктики.

Список литературы:

Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й. Процессы природных трансформаций на североевразийском шельфе со времени последнего оледенения // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Ред Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й. и др. - Москва, Изд-во Моск. ун-та, - 2009. - С. 373–383.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. – Москва, - Наука, - 1973. - 256 с.

Каплина Т.Н., Ложкин А.В. История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы в позднем плейстоцене и голоцене. - Москва, Наука, - 1982. - С. 207–220.

Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й. и др. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. - Москва, Изд-во Моск. ун-та, - 2009. - 608 с.

Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, - 2007. - № 67. - С. 20–32.

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. – Москва, - 2007. - 404 с.

Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция, - 2013. - Т. 21. - № 4. - С. 124–136

Найдина О.Д. Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция, - 2016. - Т. 24. - №1 - С. 92–103.

Bauch H.A., Kassens H.A., Erlenkeuser H. et al. Depositional environment of the Laptev Sea (Arctic Siberia) during the Holocene // Boreas, - 1999. - V. 28. - № 1. - P. 194–204.

Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D. et al. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quaternary Res., - 2001a. - V. 55. - № 3. - P. 344–351.

- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planet. Change*, - 2001b. - V. 55. - № 3. - P. 125–139.
- Hubberten H.W., Andreev A.A., Astakhov V.I. et al. The periglacial environment and climate in Northern Eurasia during the last glaciation // *Quaternary Sci. Rev.*, - 2004. - V. 23. - P. 1333–1357.
- Naidina O.D. Holocene climatic, vegetation and pollen data of Siberia adjacent to the Laptev Sea // *Rep. Polar Res.*, - 1995. - V. 176. - P. 235–253.
- Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, Northern Yakutia // *Global Planet. Change*, - 2001, - vol. 31, - pp. 141–153.
- Naidina O.D., Bauch H.A. Early to Middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary Int.*, - 2011, - vol. 229, - pp. 84–88.
- Svendsen J., Alexanderson H., Astakhov V. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Sci. Rev.*, - 2004. - V. 23. - P. 1229–1271.
-

**РАЗРАБОТКА И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ ИНДИКАТОРОВ
ПАРАМЕТРОВ ПАЛЕОСРЕДЫ
В.И. Николаев¹, Д.В. Михалев²**

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия, dr.v.nikolaev@mail.ru
² МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия,
Mikhalev.dmitry@gmail.com

**DEVELOPMENT AND APPLICATION OF STABLE ISOTOPE INDICATORS FOR
PALAEOENVIRONMENTAL PARAMETERS
V.I. Nikolaev¹, D.V. Mikhalev²**

¹ Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
² M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

В поверхностных сферах Земли (в литосфере, гидросфере и атмосфере) массово проходят реакции изотопного обмена, которые приводят к разделению изотопов легких элементов (таких как кислород, углерод, азот и др.). Константа равновесия таких реакций зависит от параметров среды. Это разделение очень невелико, однако масштабы явлений, происходящих в природе, их продолжительность приводят к разделению изотопов, вполне поддающемуся измерению современными аналитическими методами.

Стабильные изотопы, которые еще недавно сами были объектом изучения физики и химии, сами стали инструментом познания сначала биологических, а затем геологических и геохимических процессов. В настоящее время затруднительно даже перечислить все отрасли естествознания, использующие изотопные методы.

Уже первые результаты глобальных изотопных исследований среднемесячных атмосферных осадков дали важные результаты – В. Дансгор (Dansgaard, 1964) установил существование тесной корреляционной связи между температурой приземного воздуха и изотопным составом атмосферных осадков. К настоящему времени эта зависимость используется для количественных реконструкций палеоклимата по таким архивам древних атмосферных осадков, как полярные ледниковые керны, подземные льды, почвенные карбонаты, фосфаты костей млекопитающих.

Авторы настоящей публикации в течение последних двадцати лет активно принимали участие, как в разработке новых изотопных методов, так и в их практическом использовании.

Ниже мы хотели бы, остановиться на основах некоторых из них и на полученных с их помощью результатах.

Изотопно-кислородный палеотермометр по подземным льдам.

Если во льду полярных ледников температурная зависимость изотопного состава атмосферных осадков сохраняется, то для льдов зоны вечной мерзлоты это не очевидно – свежееотложенный снег здесь подвергается сильнейшей дефляции и метелевому переносу.

Кроме этого таяние и повторное замерзание внутри снежного покрова и активного слоя грунта могут вести к изотопному фракционированию. Следовательно, вопрос пригодности подземных льдов для реконструкции изотопного состава древних атмосферных осадков (палеотемператур их формирования) в первую очередь – проблема генезиса влаги активного слоя грунта.

Текстурообразующие льды (structure-forming ice) имеют достаточно сложный и еще не до конца изученный механизм формирования с участием разных источников влаги – атмосферные осадки, талая снеговая вода, поверхностные и паводковые воды, а также тающий лед сезонно-талого слоя сформировавшийся в одну из предшествующих зим.

Полигонально-жильные льды (polygonal-wedge ice) (ПЖЛ) относятся к конжеляционным льдам, формирование которых происходит из поверхностной воды различного генезиса. Однако, как показывают наблюдения, практически во всех мерзлотно-фациальных условиях формирование подавляющего большинства ПЖЛ происходит из талой снеговой воды. Вследствие быстрого замерзания воды в морозобойной трещине фракционирование изотопов кислорода практически не происходит, поэтому изотопно-кислородный состав элементарных жилок адекватно соответствует изотопному составу исходной воды.

Для проверки возможности использования подземных льдов для изотопных исследований были изучены современные текстурообразующие льды северной Евразии. Мы скоррелировали средние значения (до 55 единичных анализов) $\delta^{18}\text{O}$ с температурой для 17 регионов от р. Лена до Чукотки. Аналогичные работы были проведены для элементарных ледяных жил (из 35 регионов России от устья Печоры до Чукотки и арктических островов). Коэффициенты, свидетельствующие о тесной корреляции, были получены для температур холодного сезона, января и календарной зимы ($r=0,953\div 0,875$). Полученные градиенты δ/T как для текстурообразующих льдов, так и для элементарных ледяных жил лежат в пределах $0,84\pm 0,06\text{‰}$ на 1°C в случае средней температуры холодного сезона и $0,6\pm 0,06\text{‰}$ в случае календарной зимы и января (Nikolaev, Mikhalev, 1995). Региональный коэффициент для современных атмосферных осадков Северной Евразии равен $0,53\pm 0,05\text{‰}$ на 1°C , а речных вод $0,59\pm 0,03\text{‰}$ на 1°C (Брезгунов и др., 1998). Теоретические расчеты по простой Рэлеевской модели дают для холодного сезона значение $\delta/T=0,78\text{‰}$ на 1°C , наши эмпирические результаты дают близкое значение – $0,84\pm 0,06\text{‰}$ на 1°C . Таким образом, независимые данные подтверждают полученные значения δ/T градиентов и позволяют их использовать для палеотемпературных реконструкций.

Примером применения разработанного метода могут служить реконструкции авторов (Михалев и др., 2006 и 2012) для Нижней Колымы и долины р. Малый Анюй. Полученные изотопные данные позволили оценить диапазон вариаций средних январских температур в позднем плейстоцене – голоцене – $-30\div -48^\circ\text{C}$ на Нижней Колыме и $-32\div -45^\circ\text{C}$ в долине р. Малый Анюй (современная температура января -35°C). Близкие к этим значения температуры отмечаются в настоящее время в Якутии в районах Верхоянска и Оймякона (с абсолютным минимумом -68°C). Средние температуры холодного периода (время, когда осадки выпадают в твердом виде, $T\geq 0^\circ\text{C}$) изменялись в позднем плейстоцене по нашим данным меньше от -21°C до $-32\div -33^\circ\text{C}$ (в настоящее время -23°C).

Попутно отметим, что изотопные исследования подземных льдов позволяют проводить климатостратиграфическое расчленение изученных разрезов, а также идентифицировать погребенный плейстоценовый лед. Так проведенный изотопно-кислородный анализ отобранных проб подземных льдов подтвердил каргинский возраст базальных отложений разрезов Красивое и Молотковский Камень. В разрезе Станчиковский Яр обнаружены докаргинские (зырянские?) отложения (Михалев и др., 2006). Позднеплейстоценовый погребенный лед обнаружен на побережье Байдарацкой губы (Коняхин и др., 1991) и под ледниковым куполом Вавилова на Северной Земле (Stievenard et al., 1996).

Фосфаты костей млекопитающих

Более 40 лет назад Антонио Лонжинелли (Longinelli, 1973) предположил, что в природе существует количественная взаимосвязь между изотопным составом кислорода фосфата $\delta^{18}\text{O}_p$ (PO_4^{3-}) костей и зубов млекопитающих и средним изотопным составом кислорода $\delta^{18}\text{O}_w$ местных метеорных вод. Это позволяет использовать изотопный состав кислорода костей млекопитающих для детальных количественных палеоклиматических реконструкций, так как существует тесная корреляционная связь между температурой приземного воздуха изотопным составом атмосферных осадков.

Коэффициенты регрессии палеотемпературных уравнений оказались различными для разных видов млекопитающих из-за различий в их метаболизме. К настоящему времени уравнения получены для человека, дикой свиньи, благородного оленя, лани, лесных мышей, крупного рогатого скота, овцы, лошадей, слона, коз, муфлона, косули, северного оленя, зубра и лисиц (Лонжинелли и др., 2006 и др.). При участии авторов произведена калибровка уравнений для северного оленя и зубра (там же).

В позднем плейстоцене пространственный градиент значений изотопного состава костного фосфата мамонтов (Восточная Европа – Якутия) по данным наших исследований (Николаев и др., 2000) оказался удивительно близким к пространственному изотопному градиенту в современных атмосферных осадках для этой же территории (Kurita et al., 2004): -0.064‰ и -0.061‰ на градус долготы, соответственно. Коэффициент $\delta^{18}\text{O}_w/\delta^{18}\text{O}_p = 0,95$ Это позволяет нам предположить, что особенности переноса влаги над Евразией и интенсивность континентального эффекта в позднем плейстоцене и в настоящее время были близки, и мы можем использовать уравнение, полученное для современных слонов (Ayliffe et al., 1992), для палеореконовструкций по палеонтологическим останкам мамонтов:

$$\delta^{18}\text{O}_p = 0,94 \delta^{18}\text{O}_w + 23,3$$

Отметим, что время жизни (формирования фосфата кальция костей) большинства млекопитающих составляет несколько лет. Следовательно, реконструированные значения $\delta^{18}\text{O}_w$ метеорных вод будут усреднены для этого периода времени, уменьшая, таким образом, влияние случайных вариаций изотопного состава потребляемой воды.

Очевидно, что получаемые результаты могут быть изменены рядом процессов:

Большинство проб костей и зубов мамонтов получено из высокоширотных районов, где абсолютная влажность низкая, в особенности зимой. В этих условиях дыхание теплокровных животных сопровождается потерей влаги. Очевидно, что потеря водяного пара при дыхании и фракционирование между этим паром и жидкостями тела также могут изменяться как функция влажности.

Стада мамонтов могли мигрировать на значительные расстояния. Сезонные миграции, перемещения на зимние месяцы в места, обильные кормами, расположенные иногда за многие сотни километров от летних местообитаний могли быть порядка сотен и даже тысяч км.

Животные часто используют для питья небольшие водоемы, которые подвержены процессам испарения (их изотопный состав искажен относительно исходных атмосферных осадков). Реконструированный данным методом изотопный состав атмосферных осадков часто имеет менее негативные значения по сравнению с реальными осадками. Тем не менее, указанный метод позволяет получать дополнительную палеоклиматическую информацию.

Так, например, анализ полученных данных (Николаев и др., 2000) показывает, что реконструированные средние значения $\delta^{18}\text{O}_w$ стабильны как в случае использования костей мамонтов с Русской равнины (13-25 тыс. лет назад), так и костей северных оленей из Южной Сибири (13-21 тыс. лет назад). Выявленная стабильность климата данного времени подтверждается независимыми методами. Проведенные комплексные палеогеографические исследования на позднелолитических стоянках Русской равнины показали, что со времени появления на стоянках первобытных охотников и до оставления ими территорий поселений (23÷15-16 тыс. лет назад) здесь не происходило существенных ландшафтно-климатических изменений (Архангелов и др., 1998).

Если мы рассмотрим амплитуду реконструированных значений $\delta^{18}\text{O}_w$, то для таких регионов, как Северная Сибирь, Южная Сибирь и Европейская часть России, она не

превышает 4-5 ‰. Она обусловлена как климатическими изменениям в позднем плейстоцене, так и внутренними региональными различиями природных условий в местах сбора палеонтологического материала. Результаты изотопных исследований подземных льдов, например, для Севера Сибири, показывают значения $\Delta\delta^{18}\text{O}_w$ до 10 ‰ и более (на о-ве Большой Ляховский до 14‰) (Архангелов и др., 1998; Михалев и др., 2012 и др.). Следует принять во внимание тот факт, что изотопные данные по фосфатам костей характеризуют среднегодовой изотопный состав кислорода атмосферных осадков, а по подземным льдам – средние зимние (январские) значения $\delta^{18}\text{O}_w$. Согласно изотопно-кислородным исследованиям подземных льдов средние январские температуры на арктическом побережье Якутии в ледниковые стадии (MIS 2, 4, 6) были холоднее современных на 18 – 20°C, во внутренних районах Якутии – на 12 – 13°C, а экстремальные морозы могли достигать -70°C (см. выше). В таких условиях малый изотопный сдвиг в фосфатах костей, очевидно, свидетельствует о теплых летних сезонах и больших внутригодовых температурных контрастах в Арктике в позднем плейстоцене. Можно , что во время ледниковых эпох в высоких широтах были очень холодные и длинные зимы, и сухие, теплые (сравнимые с современными) летние сезоны. Согласно представлениям авторов, подобные климатические условия и обеспечили формирование специфических перигляциальных степных ландшафтов (сочетание холодолюбивых и сухоустойчивых элементов флоры и фауны). Аналогичные выводы можно сделать и на основе изотопных исследований кислорода костей мамонта с Русской равнины (Архангелов и др., 1998). Реконструкция палеотемператур голоцена по изотопному составу кислорода костных фосфатов человека на Русской равнине позволяют говорить, что 5 и 10,5 тыс. лет назад в Московском регионе было на 3°C и 10°C соответственно холоднее, чем в настоящее время, что в пределах точности расчетов совпадает с палинологическими данными (Николаев и др., 2002).

Изотопный состав углерода костных остатков древних животных как палеотемпературный индикатор

Другим палеотемпературным индикатором может быть изотопный состав углерода костных остатков древних животных. Известно, что одни растения усваивают углерод при фотосинтезе через цикл Кальвина (растения C_3), другие – через цикл Хетча – Слэка (растения C_4). В Северной Якутии растения C_4 практически отсутствуют. Современные представления о фракционировании изотопов углерода растениями с типом фотосинтеза C_3 показывают, что большая часть наблюдаемых вариаций $\delta^{13}\text{C}$ целлюлозы обусловлена изменениями геометрии устьиц листьев при колебаниях освещённости, относительной влажности и температуры (Francey, Farquhar, 1982).

Изотопный состав углерода растений чувствителен к таким явлениям как повторная ассимиляция выдыхаемого CO_2 , освещённость, содержание питательных веществ в почве, изменения количества осадков и температуры и т. п. В условиях высоких широт (в тундре) мы можем пренебречь многими деталями, обусловленными локальными условиями среды (например, густотой леса, освещённостью и т. п.).

Тем не менее, было также показано, что климат может воздействовать на значения $\delta^{13}\text{C}$ некоторых видов растений, обуславливая изотопные вариации до 3‰ (см. например, Levitt and Danzen, 1992). Таким образом, предполагается, что «изотопная углеродная метка» отражает климатические условия произрастания растений в высоких широтах.

Для проверки гипотезы была построена сводная кривая значений $\delta^{13}\text{C}$ костного карбонат гидроксилapatита для региона дельта Лены – о-в Большой Ляховский – Ойягосский Яр. Был изучен изотопный состав углерода 26 датированных останков мамонтов из этих регионов (Nikolaev et al., 2012). В пределах точности радиоуглеродных датировок выявленные палеоклиматические события подтверждаются независимыми палеогеографическими данными (там же). Следовательно, можно сделать вывод, что изотопный состав углерода костного карбонат гидроксилapatита может использоваться как новый (дополнительный) независимый палеоклиматический индикатор в высоких широтах и районах с резко континентальным климатом, где применение многих классических методов менее надежно. В подтверждение сделанного вывода на рисунке показано сравнение

позднеплейстоценовых климатических событий в Гренландии (по данным изучения пылевых частиц в ледяном керне (Svensson et al., 2000 и др.) и Северной Якутии (на основе полученных результатов по изотопному составу углерода костного карбоната мамонтовой фауны (Nikolaev et al., 2012)). Данные по Гренландии свидетельствуют о крайней нестабильности климата позднего плейстоцена, выражавшейся в резких кратковременных (500 – 2000 лет) эпизодах относительно теплого климата, по интенсивности сравнимых с интерстадиалами. Из рисунка очевидна аналогичная нестабильность климата 10 – 46 тыс. лет назад в Северной Якутии.

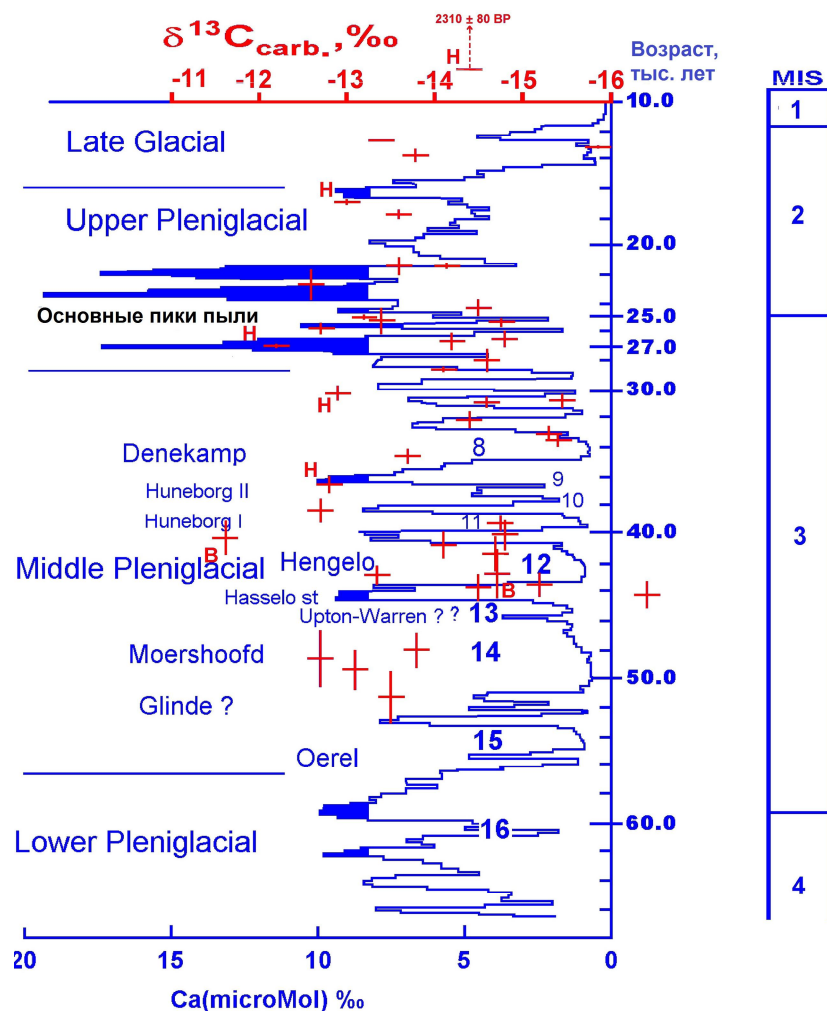


Рисунок. Сравнение позднеплейстоценовых событий Гренландии (выделены по данным изучения пылевых частиц в ледяном керне (Svensson et al., 2000 и др.) – кривая синего цвета) и Северной Якутии (по данным изотопного анализа $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ костей лошадей (H), бизонов (B) и мамонтов (Nikolaev et al., 2012) – красные кресты. Синие надписи – названия гренландских изотопных стадий. MIS – морские изотопные стадии.

Реконструкция палеотемператур и осадков в плейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лессов

Лессы широко представлены на Русской равнине в плейстоценовых отложениях. Обычно они перемежаются с палеопочвами, представляя собой летопись климата четвертичного периода. Изучение изотопного состава кислорода и углерода почвенных карбонатов показало их связь с пропорцией C_3 и C_4 растений местных экосистем (аналогичная зависимость существует и для изотопного состава углерода почвенного гумуса) и изотопным составом кислорода местной атмосферной воды (Cerling, 1984 и др.).

Действительно изотопный состав углерода вторичных (педогенных) почвенных карбонатов контролируется изотопным составом почвенной CO_2 , которая, в свою очередь,

определяется долей C_4 -растений в биомассе растительности. Изотопный состав кислорода почвенной воды определяется изотопным составом атмосферных осадков, значения которых тесно связаны с климатическими условиями региона. Следовательно, эти изотопные параметры могут быть полезными индикаторами при палеоклиматических исследованиях.

В ходе исследований (Рысков и др., 2008) изучались значения $\delta^{13}C$ гумуса палеопочв, а также $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ карбонатов палеопочв и лессовых пород. Изучены следующие лессово-почвенные разрезы Восточно-Европейской равнины: в карьерах кирпичных заводов в п. Михнево и п. Ожерелье (Московская область) до глубины 10 м (микулинская палеопочва); в обнажении берега р. Медведица у п. Себряково-Михайловка (Волгоградская область) до глубины 8 м (ржаксинская и балашовская палеопочвы); в обнажении берега Азовского моря около п. Семибалки до глубины 20 м (микулинская и инжавинская палеопочвы); в обнажении берега Азовского моря у п. Порт-Катон до глубины 16 м (микулинская, каменная, инжавинская и воронская палеопочвы).

По изотопному составу углерода гумуса был рассчитан вклад растений C_4 в растительную биомассу. Он варьировал за изученное время от 0 до 25%. Близкие результаты были получены нами при изучении разновозрастных костей домашних животных на юге Европейской части России (Николаев и др., 2002).

Почвенные карбонаты обычно представляют собой образования, сформировавшиеся в ходе почвообразования в равновесии с условиями окружающей среды и поэтому позволяющие проводить по ним реконструкции. Этим педогенные карбонаты отличаются от литогенных – обломков, унаследованных из материнских пород. Примесь литогенных карбонатов может существенно исказить исходную изотопную запись. Благодаря слабой интенсивности почвообразования и его кратковременности на Русской равнине в почвах и лессах содержится значительное количество литогенных карбонатов. Для исключения таких образцов из рассмотрения была разработана оригинальная методика (см. Рысков и др., 2008).

Реконструкция палеотемператур по данным изотопного анализа показала, что почти все изученные палеопочвы формировались при более высоких среднегодовых температурах, чем современные. По всем разрезам отклонения палеотемператур от современных значений колебались от +3,2 до -0,3°C.

Для реконструкции суммы осадков был построен график зависимости содержания C_4 растений от годовых сумм атмосферных осадков (см. Рысков и др., 2008). Полученные результаты свидетельствуют о том, что в эпоху формирования микулинской почвы количество осадков достигало 580 мм, каменной почвы – 640 мм, Воронской – 670 мм, ржаксинской палеопочвы – 550 мм, балашовской – 670 мм. Изученные лессы оказались «загрязнены» литогенными карбонатами и поэтому из рассмотрения были исключены.

Приведенные результаты свидетельствуют, что изотопные данные, являясь независимым инструментом, могут дополнить и подтвердить палеоклиматические реконструкции, полученные классическими методами палеогеографии.

Цель настоящей публикации – привлечь внимание к разработанным методам геохимии стабильных изотопов для проведения реконструкций палеосреды, поэтому для детального знакомства с описанными методами мы направляем интересующегося читателя к первоисточникам (Лонжинелли и др., 2006; Михалев и др., 2006 и 2012; Николаев и др., 2000 и 2002; Рысков и др., 2008; Nikolaev et al., 2012; Nikolaev, Mikhalev, 1995).

Работы выполнены в соответствии с научной темой ИГ РАН № 08-2014-0004 «Реконструкция климата и оледенения в голоцене на ЕТР и Северном Кавказе, природные условия позднего плейстоцена Северной Якутии» (Рег. № 01201352473).

Список литературы:

Архангелов А.А., Грибченко Ю.Н., Женони Л., Куренкова Е.И., Лаухин С.А., Лонжинелли А., Михалев Д.В., Николаев В.И., Никольский П.А., Новенко Е.Ю., Петрова С.Н., Раминь М., Сулержицкий Л.Д., Якумин П. Палеоклимат позднего плейстоцена Северной Евразии по данным изотопных исследований подземных льдов и фосфатов костей млекопитающих. Москва, Изд-во ИГ РАН, – 1998. 50с.

- Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Ферронский В.И., Сальнова Л.В. Пространственно-временные вариации изотопного состава кислорода атмосферных осадков и речных вод на территории северной части Евразии и их связь с изменением температуры. // Водные ресурсы, – 1998. – том 25, – № 1. – С. 99–104.
- Коняхин М.А., Амплеева Т.В., Николаев В.И. (1991). Находка пластовых льдов в позднелайстоценовых отложениях уральского побережья Байдарацкой губы. // Лед и снег, – 1991. – вып. 72. – С. 227–228.
- Лонжинелли А., Николаев В.И., Якумин П., Даванзо С. Изотопно-кислородные исследования костного фосфата современных зубров. // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях, Москва: Изд-во Института географии РАН, – 2006. С. 85-99.
- Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А., Архипов В.В., Брили М. Предварительные результаты изучения опорных разрезов многолетнемерзлых пород в нижнем течении р. Малый Ануй // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях. Москва, Изд-во ИГ РАН, – 2006. – С. 100–124.
- Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. Реконструкция условий формирования подземных льдов Колымской низменности в позднем ллейстоцене - голоцене по результатам изотопных исследований // Вестник МГУ, сер. Геогр., – 2012. – №5. – С. 35–42.
- Николаев В.И., Якумин П., Александровский А.Л., Белинский А.Б., Демкин В.А., Женони Л., Грачева Р.Г., Лонжинелли А., Малышев А.А., Рамины М., Рысков Я.Г., Сорокин А.Н., Стрижов В.П., Яблонский Л.Т. Среда обитания человека в голоцене по данным изотопно-геохимических почвенно-археологических исследований (Европейская часть России). Москва, Изд-во ИГ РАН, – 2002. – 189с.
- Николаев В.И., Якумин П., Женони Л., Лонжинелли А., Никольский П.А., Сулержицкий Л.Д. Изотопно-геохимические исследования позднелайстоценовой мегафауны Северной Евразии. Москва, Изд-во Института географии РАН, – 2000. – 94с.
- Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Олейник С.А., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Морозова Т.Д. Реконструкция палеотемператур и осадков в ллейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лессов Русской равнины. // Почвоведение, – 2008, – №9. – С. 1062–1070.
- Ayliffe, L.K., Lister, A.M., Chivas, A.R. The preservation of glacial – interglacial climatic signatures in the oxygen isotopes of elephant skeletal phosphate. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, – 1992, – Vol. 99. – P. 179–191.
- Cerling T.E. The stable isotope composition of modern soil carbonate and relationship to climate. // Earth and Planetary Science Letters, – 1984, – Vol. 71. – P. 229–240.
- Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. // Tellus, – 1964. – Vol.16, – No.4. – P.436–468.
- Francey, R.J., Farquhar, G.D. An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in the tree rings. // Nature, – 1982. – Vol. 297, – № 5861. – P. 28–31.
- Kurita, N., Yoshida, N., Inoue, G., Chayanova, E.A. Modern isotope climatology of Russia: A first assessment. // Journal of Geophysical Research, – 2004, Vol. 109, No. D03102. – P. 1–15.
- Leavitt, S.W., Danzer, S.R. ^{13}C variation in C_3 plants over the past 50,000 years. // Radiocarbon, – 1992. – Vol.34. – P.783–791.
- Longinelli, A. Preliminary oxygen-isotope measurements of phosphate from mammal teeth and bones. // Les Methodes Quantitatives D'Etude des Variations du Climat au Cours du Pleistocene // Colloques Internationaux du C.N.R.S., – 1973, – No. 219. – P. 267–271.
- Nikolaev, V. I. , Iacumin P., Di Matteo, A., Kuznetsova T. V. Reconstruction of past climate basing on the isotopic composition of carbon from fossil remains. // Geography, Environment, Sustainability, – 2012. – Vol. 5, – No. 3. – P. 14–27.
- Nikolaev, V.I., Mikhalev, D.V. An Oxygen – Isotope Paleothermometer from Ice in Siberian Permafrost. // Quaternary Research, – 1995. – Vol. 43, – No. 1. – P. 14–21.
- Stievenard, M., Nikolaïv, V., Bol'shianov, D., Flehoc, C., Jouzel, J., Klementyev, O., Souchez, R. Pleistocene ice at the bottom of the Vavilov ice cap, Severnaya Zemlya, Russian Arctic. // Journal of Glaciology, – 1996. – Vol. 42, – No. 142. – P. 403–406.
- Svensson, A., Biscaye, P.E., Grousset, F.E. Characterization of Late Pleistocene continental dust in the Greenland Ice Core Project ice core. // Journal of Geophysical Research, – 2000, – Vol.105. – P. 4637–4656.

БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ, КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЙ ПАЛЕОУСЛОВИЙ СРЕДЫ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ НА ПРОТЯЖЕНИИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

Я.С. Овсепян¹, Е.Е. Талденкова²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, yaovsepyan@yandex.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия,
etaldenkova@mail.ru

BENTHIC FORAMINIFERA AS A PROXY OF PALEOENVIRONMENTAL CHANGES IN THE LAPTEV SEA REGION DURING THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

Ya.S. Ovsepyan¹, E.E. Taldenkova²

¹Geological Institute RAS, Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia

Фораминиферы – одна из наиболее массовых групп микрофоссилий, позволяющая проводить статистически наиболее достоверные палеоклиматические исследования, а также стратиграфическое расчленение и корреляцию осадков. При реконструкции условий окружающей среды позднего плейстоцена и голоцена по колонкам из моря Лаптевых особое внимание уделяется секреторно-известковым бентосным фораминиферам. Они лучше всего сохраняются в осадках и позволяют оценивать палеопродуктивность, ледовитость бассейнов, соленость придонных вод, влияние различных водных масс.

Колонки морских осадков, отобранные с шельфа и континентального склона во время российско-германской экспедиции ТРАНСДРИФТ V в 1998 году, примечательны тем, что в настоящее время являются одними из наиболее детальных и надежно датированных записей геологической летописи региона. С помощью палеоэкологического метода по ним реконструируются этапы позднелейстоцен-голоценовой истории развития континентальной окраины моря Лаптевых.

Главным лимитирующим фактором для распространения бентосных фораминифер наряду с глубиной и соленостью является характер и обилие питательных веществ, поступающих на дно (Murray, 2006). В окраинных морях российской Арктики влияние этих факторов на численность отдельных видов и экологических групп опосредованно выражается через значения среднемноголетней летней поверхностной солености (Polyak et al., 2002).

Изучение современного распределения фораминифер в море Лаптевых вместе с анализом данных из соседних регионов позволило определить условия обитания отдельных видов и их объединение в экологические группы в зависимости от влияния речного стока и глубины: (1) фораминиферы опресненных районов мелководного внутреннего шельфа; (2) среднего шельфа, удаленного от влияния рек; (3) внешнего шельфа и континентального склона с нормально-морской соленостью.

Виды из группы «river-proximal», обитающие в районах мелководного внутреннего шельфа с глубинами менее 40 м, опресненных за счет речного стока, выделены по максимальной численности раковин в районах с поверхностной соленостью 10 - 20‰: *E. incertum*, *H. orbiculare*, *B. frigida*, *E. bartletti*, *E. groenlandica*, *Polymorphina* sp., *Guttulina* sp.

В зоне среднего шельфа с глубинами 40-60 м, с незначительным влиянием рек, виды из группы «river-intermediate» имеют максимальную численность при поверхностной солености 20-25‰: *P. williamsoni*, *N. labradoricum*, *E. subarcticum*, *S. loeblichii*, *Quinqueloculina* spp., *E. pulchella*. Эти виды зачастую приурочены к зоне повышенной продуктивности и поступления свежего морского органического вещества у края льдов (Steinsund et al., 1994; Корсун и др., 1994; Polyak et al., 2002).

Фораминиферы внешнего шельфа и континентального склона, «river-distal», достигают максимальных значений при поверхностной солености более 25‰, в зоне дрейфующих

льдов, на глубинах более 60 м, где влияние речного стока практически не наблюдается: *M. barleeanus*, *A. gallowayi*, *C. lobatulus*, *I. norcrossi*, *S. feylingi*.

Виды *E. subarcticum*, *A. gallowayi*, *C. lobatulus* являются эпифаунными и характерны для гидродинамически активных придонных зон, либо для участков дна с гравием и более крупными обломками пород (возможным материалом ледового разноса), которые служат субстратом для их прикрепления (Корсун и др., 1994).

Кроме трех групп отдельно рассматриваются два арктических оппортунистических вида: *E. clavatum* и *C. reniforme*, свидетельствующие о неблагоприятных условиях для жизни других фораминифер.

В море Лаптевых описано увеличение видового богатства в образцах по направлению к континентальному склону, которое может быть связано как с общим улучшением и стабилизацией условий, так и с ледовым разномом раковин мейобентоса из прибрежных районов. В свою очередь, обратная картина с обнаружением типично-морских видов на мелководье подтверждает влияние реверсивных течений с континентального склона, несущих в придонном слое более соленые воды на шельф моря Лаптевых.

Различие в составе фораминифер био- и тафоценоза показало возможное растворение раковин с карбонатной стенкой, связанное с обильным поступлением органического вещества, особенно выраженное в районе внутреннего шельфа около дельты Лены.

Для изучения архивов климатической летописи из моря Лаптевых был применен количественный палеоэкологический метод, подкрепленный кластерным анализом. Разрезы пяти длинных (PS51/154-11, PS51/159-10, PS51/138-12, PS51/135-4, PS51/80-13) и двух коротких дночерпательных (PS51/92-11, PS51/80-11) колонок, имеющие возрастные модели на основе радиоуглеродных датировок, подразделяются на интервалы, для каждого описан комплекс фораминифер. Границы временных интервалов, выделенные по микрофауне, не совпадают с границами слоев, полученных при описании кернов.

Наиболее часто встречающимися являлись раковины видов *E. clavatum*, *C. reniforme*, *E. incertum*, *H. orbiculare*, *I. norcrossi*. Виды группы внутреннего шельфа, подверженного наибольшему опреснению за счет речного стока, присутствуют в каждой колонке. Кажущееся противоречие в наличии большого количества мелководных фораминифер в глубоководных колонках, объясняется ледовым переносом раковин.

Агглютинированные раковины были найдены, как правило, в верхних частях разрезов, это связано с их разрушением в процессе захоронения, среди них больше всего *R. curtus*, *A. cassis*. Планктонные фораминиферы (в основном *N. pachyderma* sin.) встречены редко и не во всех колонках, присутствие их в мелководной зоне может быть объяснено реверсивными придонными течениями.

В самом длинном разрезе PS51/154-11 с континентального склона преобладает фауна, типичная для нормально-морских условий, колебания численности и состава в большей степени связаны с климатическими изменениями позднего-плейстоцена и голоцена. В ней выделяются следующие периоды: эпоха ранней дегляциации 14.7-17.6 тыс. лет назад, потепление бёллинг – аллерёд 13.2-14.7 тыс. лет назад, похолодание позднего дриаса 12.0-13.2 тыс. лет назад, переход от позднего плейстоцена к голоцену 10.2-12.0 тыс. лет назад, климатический оптимум голоцена 5.4-10.2 тыс. лет назад, установление современных условий 0.6-5.4 тыс. лет назад. По бентосному виду-индексу *Cassidulina neoteretis* выделяются периоды усиления влияния подповерхностного «атлантического» течения в интервалах времени 12.0-14.7 и 0.6-5.4 тыс. лет назад.

Увеличение содержания видов внутреннего шельфа в составе относительно глубоководного комплекса фораминифер континентального склона после 5.4 тыс. лет назад, наряду с увеличением содержания материала ледового и айсбергового разноса, позволяет сделать вывод о направленном похолодании климата в позднем голоцене.

Комплексы фораминифер из колонок с внешнего (PS51/159-10) и среднего шельфа (PS51/138-12, PS51/135-4) соответствуют этапам голоценовой трансгрессии моря Лаптевых, завершившейся после 6 тыс. лет назад. В целом виды, которые могут жить в эстуарных

областях, вверх по разрезу сменяются морскими, и видовое разнообразие фораминифер увеличивается. Время существования комплексов во всех колонках разное и связано с глубиной их положения на шельфе. Комплексы микрофоссилий самых поздних временных интервалов в колонках отражают современное распределение видов с доминированием отдельных экологических групп в каждой биономической зоне моря.

В колонках из мелководной области (PS51/92-11, PS51/80-13 и PS51/80-11) изменения в процентном соотношении видов отражают локальные процессы, связанные с изменением стока реки Лены за последние 5.9 тыс. лет. В составе бентоса наиболее сильное влияние реверсивных течений установлено 1.4-3 тыс. лет назад. Оно отражено в увеличении общей численности и доли видов среднего шельфа и редких раковин планктонных фораминифер. Таким образом, в это время опреснение поверхностных вод сопровождалось достаточно мощным притоком морских вод в придонном слое, что в совокупности указывает на усиление эстуарной циркуляции.

Итогом выполненной работы служит первое подробное и комплексное изучение современных и ископаемых фораминифер лаптевоморского региона и применение на практике палеоэкологического метода для реконструкции позднеплейстоцен-голоценовой истории развития бассейна.

Работы выполнены в рамках бюджетной темы ГИН РАН № 116032510034 (тема ФАНО № 0135-2014-0034) и гранта РФФИ 15-05-08497.

Список литературы:

Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г. Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоэкология). - Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, - 1994. – С. 136.

Murray J. Ecology and application of benthic foraminifera. - New York, Cambridge University Press, - 2006. - P. 426.

Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // Quaternary Science Reviews, - 2010. - V. 29, - № 15-16, - P. 1757–1778.

Steinsund P.I., Polyak L., Hald M., Mikhailov V., Korsun S. Distribution of calcareous benthic foraminifera in recent sediments of the Barents and Kara Seas // In: Benthic foraminifera in surface sediments of the Barents and Kara Seas: modern and late Quaternary applications. Steinsund P.I., Dr. scient. thesis, Univ. Tromsø, - 1994. - P. 61–102.

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛЕОПОЧВ ПОЗДНЕГО И СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БЕГЛИЦА

П.Г. Панин

Институт географии РАН, Москва, Россия, paleosoil@mail.ru

MICROMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF THE LATE AND MIDDLE PLEISTOCENE PALEOSOLS: THE BEGLITSA SECTION CASE STUDY

P.G. Panin

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Исследования лёссово-почвенных формаций Приазовья начались с 2003 г. коллективом лаборатории эволюционной географии ИГ РАН, сотрудниками ЮНЦ РАН и ГИН РАН под руководством д.г.н. А.А. Величко. В работах применялся комплекс методов: геоморфологический, литогеохимический, морфоскопия песчаных кварцевых зерен, палеопедологический, палеонтологический, палинологический, геомагнитный и метод абсолютного датирования. Результаты исследований, которые позволяют установить последовательность ландшафтно-климатических циклов четвертичного периода юга Восточно-Европейской равнины, представлены в коллективных статьях (Величко и др., 2006; 2009; 2010; 2012; Константинов и др., 2015; Velichko et. al., 2009; Liang Ye et. al., 2016).

Одним из последних лёссово-почвенных разрезов, на котором автор статьи работал совместно с проф. А.А. Величко – разрез Беглица, находится ~ в 25 км к западу от Таганрога, в пределах обрывистого берега моря, протяженностью около 3 км. В разрезе вскрывается толща поздневалдайского лесса с горизонтами погребенных почв: брянской и мезинского педокомплекса; нижняя часть разреза сложена лиманно-аллювиальными позднехазарскими отложениями.

В путеводителе полевых экскурсий 2013 года (VIII Всероссийское совещание ..., 2013) представлены характеристики лёссово-почвенной формации разреза Беглица. В данной статье детально рассматривается микроморфологическое строение разреза, которое позволит раскрыть изменения внутреннего строения современных почв, палеопочв и разделяющих их лёссов.

Микроморфологическое строение лёссово-почвенной формации (ЛПФ) разреза Беглица представлено на рисунке 1 (буквами от А до Э обозначены места отбора штучков и соответствующие им микроморфологические снимки шлифов). В современной почве (Hol), представленной черноземом обыкновенным, штучки под номерами от А до В, в брянской почве (Br) – № И-М, в мезинском почвенном комплексе (ПК) крутицкой почвы (Mz kr) № Н-П, салынской почве (Mz sal) № Р-Т.

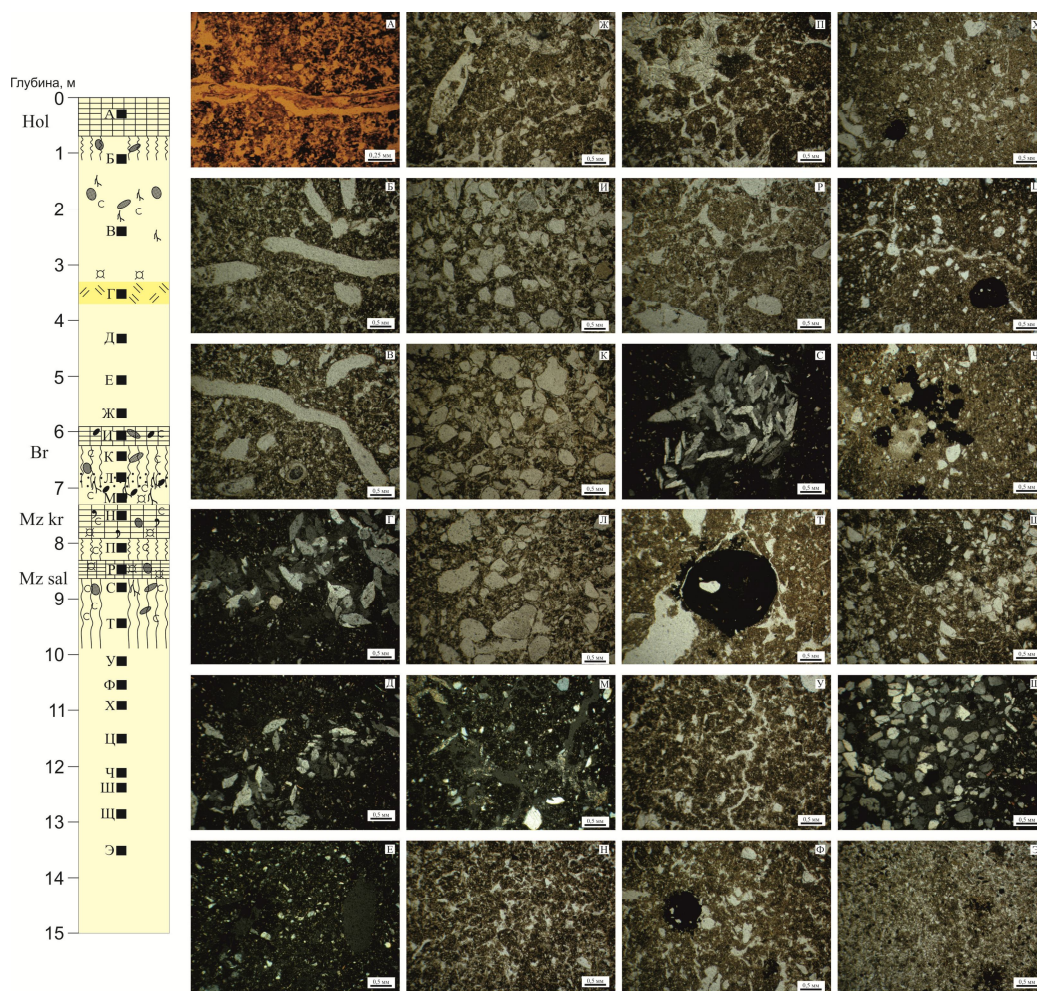


Рис. 1 – Микроморфологическое строение лёссово-почвенной формации разреза Беглица.

Современная почва характеризуется бурым, темно-серым цветом внутрипедной массы, однородной окраской, плотной, агрегированной структурой, биогенной перерытостью (снимок Б, В). В гумусовом горизонте встречаются остатки растительности (снимок А), темно-серые скопления гумуса. В иллювиальных горизонтах количество биогенных пор увеличивается, масса пропитана пылеватыми карбонатами.

В нижележащей почвообразующей породе (снимки № Г, Д), представленной средним суглинком, плотной внутрипедной массой бурого цвета, однородной окраской, пропитанной пылеватым карбонатом. Здесь в трещинах и поровом пространстве аккумулируются гипс правильной ромбовидной формы. По данным М.И. Герасимовой, С.В. Губина, С.А. Шобы, (1992) крупные кристаллы гипса правильной формы формируются при постоянном или длительном увлажнении горизонта, обеспечивающим активный рост кристаллов. Таким образом, на глубине 3-5 м происходила аккумуляция гипса при очень влажных условиях, которые обеспечили рост кристаллов. Ниже, в шлифах под номерами Е и Ж, формы гипса не ромбовидные, представлены мелкими кристаллами, что, возможно, связано с резкими колебаниями процессов увлажнения и сильного длительного иссушения почвенного профиля (Минашина, Шишов, 2002; Roch et. al., 2010).

Начиная с глубины 6 м пылевато-глинистая плазма резко переходит в опесчаненную, здесь начинается уровень брянской интерстадиальной почвы. В гумусовом горизонте этой палеопочвы (снимок И) кварцевые зерна слабо-окатанные, размер частиц менее 0,5 мм, присутствует биогенная перерытость. В иллювиальных горизонтах палеопочвы кварцевые зерна также слабо-окатанные, но размер увеличивается и составляет более 0,5 мм, на этом уровне опять появляется мелкозернистый гипс (снимки К, Л). С глубины 7,3 м внутрипедная масса становится пылевато-глинистой, трещиноватой, в трещинах сосредоточены крупные правильной формы ромбовидные гипсы, что свидетельствует о резком изменении условий почвообразования.

Непосредственно под брянской почвой лежит крутицкая палеопочва мезинского комплекса (Mz kr), представленная гумусовым горизонт. На снимке Н внутрипедная масса гумусово-пылевато-глинистая, пропитанная редкими карбонатами, агрегированная, трещиноватая, прослеживается биогенная перерытость, гипс отсутствует. В нижележащем горизонте АВса появляется гипс правильной ромбовидной формы.

В гумусовом горизонте салынской межледниковой палеопочвы (Mz sal) (снимок Р) гипсовые формы исчезают, внутрипедная масса агрегированная (агрегаты первого, второго порядка), биогенно перерыта, пористая (поры размером более 1,0 мм редкие), слабо гумусированная по сравнению с крутицкой палеопочвой. В горизонте АВса внутрипедная масса пылевато-глинистая, глыбистая, трещиноватая, появляются гипсовые друзы (снимок С) и отдельные ромбовидные гипсы. В иллювиальном В горизонте появляются Fe-Mn микроортштейны (снимок Т), которые могут быть основным признаком сильного увлажнения и застоя воды на этом уровне (Герасимова, Губина, Шоба, 1992; Герасимова, 1978).

Fe-Mn микроортштейны распространены по всей лёссовой толще до глубины 12,4 м, далее начинается слабогумусированный горизонт пронизанный кротовинами, возможно, это гумусовый горизонт позднекаменской интерстадиальной палеопочвы. Здесь внутрипедная масса становится песчанисто-пылевато-глинистой, появляются округлые агрегаты, пропитана карбонатами, кварцевые зерна неокатанные, размером менее 0,5 мм (снимок Ш).

В микроморфологическом строении отложений хазарской трансгрессии внутрипедная масса переходит от песчанисто-пылевой к пылевой, хорошо промытая, светло-бурого цвета, пористая, железистые новообразования представлены в виде гипокутан.

Заключение.

Микроморфологические исследования разреза Беглица показали, что наиболее влажные условия приурочены к уровню хазарской трансгрессии и горизонту позднекаменской интерстадиальной палеопочвы. Во время формирования мезинского комплекса происходят чередования периодов увлажнения и иссушения. Образование гипсовых форм и железистых новообразований связано с межледниковой (салынской) палеопочвой. Крутицкая интерстадиальная палеопочва развивалась в более аридных условиях, чем межледниковая салынская.

В период формирования брянской интерстадиальной палеопочвы произошли резкие изменения климатической обстановки. В брянской почве появляются песчаная фракция и мелкозернистый гипс, отсутствуют железистые новообразования, что свидетельствует о

более аридных условиях, в которых происходило формирование брянской почвы по сравнению с периодом формирования мезинского ПК.

Лёссовая толща – деснинский лёсс (Величко, Морозова, 2015), перекрывающая брянскую интерстадиальную палеопочву, формировалась в аридных условиях, при переходе к голоцену осадки увеличивались, формировались ромбовидные формы гипса, затем количество осадков постепенно уменьшалось, формировалась современная почва.

Данный тренд, характеризующийся сокращением тепло- и влагообеспеченности и ростом аридизации от более ранних к более поздним этапам плейстоцена установлен для юга Восточно-Европейской равнины (Величко и др., 2012).

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 14-17-00705.

Список литературы:

Величко А.А., Катто Н.Р., Кононов Ю.М., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Новенко Е.Ю., Панин П.Г., Рысаков Я.Г., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Титов В.В. К оценке тренда аридизации юга России по результатам исследований разреза Семибалки-1, Приазовье // Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, - 2006. - С. 108–133.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // ДАН, – 2009. – том 428, – № 6. – С. 815–819.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М. Основные подходы к хроностратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации восточного Приазовья // Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. – Ростов на Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, – 2010. – С. 52–64.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, - 2012. - том 445, - № 4. - С. 464–467.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Глава 10. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов, - М.: ГЕОС, - 2015. – 925 с.

Герасимова М.И. Мезо- и микроморфология дерново-палево-подзолистых почв Валдайской возвышенности // Почвоведение. – 1978. - №10. – С. 5-16.

Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР / Информационно-справочные материалы. Пушкино. 1992. 215 с.

Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Захаров А.Л. Развитие рельефа плакоров Северо-Восточного Приазовья в неоплейстоцене // Известия Российской академии наук. Серия географическая. - 2015. - № 4. - С. 80-94.

Минашина Н.Г., Шишова Л.Л. Гипсоносные почвы: распространение, генезис, классификация // Почвоведение. - 2002. - №3. - С. 273-281.

VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Путеводитель полевых экскурсий (г. Ростов-на-Дону, Россия, 10-15 июня 2013 г.). – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, - 2013. – 48 с.

Liang Ye, Yang Tai-bao, Velichko A.A., Zeng Biao, Shi Pei-hong, Wang Lin-dong, He Yi, Chen Jie, Chen Yu Paleoclimatic record from Chumbur-Kosa section in Sea of Azov region since Marine Isotope Stage 11 / Journal of Mountain Science 130. DOI: 10.1007/s11629-015-3738-9.

Poch R.M., Artieda O., Herrero J., Lebedeva-Verba M. Gypsic Features / Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Edited by G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees, - 2010. - 720 p.

Velichko A.A., Catto N.R., Kononov Yu.M., Morozova T.D., Novenko E.Yu., Panin P.G., Ryskov G.Ya., Semenov V.V., Timireva S.N., Titov V.V., Tesakov A.S. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region // Quaternary International 198 (2009) 204–219.

ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РИТМЫ В УМЕРЕННОМ ПОЯСЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В РАМКАХ ПОСЛЕДНИХ МЕЖЛЕДНИКОВО-ЛЕДНИКОВЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ

А.В. Панин^{1,2}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

²МГУ им.М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, a.v.panin@yandex.ru

PALAEOHYDROLOGICAL RHYTHMS IN THE MIDLATITUDES OF NORTHERN EURASIA DURING THE LAST INTERGLACIAL-GLACIAL CLIMATIC CYCLES

A.V. Panin^{1,2}

¹Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

В средних и высоких широтах Северного полушария главные природные ритмы четвертичного периода задавались колебаниями температур – чередованием теплых и холодных эпох разного ранга, которые составляют основу общей периодизации квартера. По сравнению с изменениями температур, гидроклиматические (связанные с гидрологическим циклом – круговоротом воды) изменения в умеренных широтах играли для развития большинства компонентов природной среды второстепенную роль и поэтому не привлекают широкого внимания исследователей. Исключение составляют эпохи иссушения климата, такие как криоаридное время последнего ледникового максимума (ПЛМ). Может сложиться впечатление, что в умеренных широтах (вне аридной зоны) увлажнение климата и водный сток в прошлом если и менялись значительно, то только в сторону иссушения. Однако в условиях достаточного и избыточного увлажнения климата во внеаридной части умеренных широт палеобиологические индикаторы чувствительны именно к недостатку увлажнения, в то время как отклик на дополнительный рост увлажнения может быть слабым и нечетким, и "плювиальные" события могут выпадать из записи в седиментологических архивах, однако могут быть диагностированы по геоморфологическим следам деятельности водных потоков (рис. 1).

Собственные исследования на Восточно-Европейской равнине (ВЕР) и обобщение литературных источников позволили проследить распространение на территории Северной Евразии геоморфологических проявлений целого ряда палеогидрологических событий, в том числе трех эпох обильного стока (ЭОС), когда величины стока кратно превышали современные (рис. 2). Наиболее древняя ЭОС, чьи геоморфологические следы сохранились в современном ландшафте, относится к самому концу среднего плейстоцена – московскому позднеледниковью (ЭОС 3). В это время на всей территории южной половины ВЕР сформировалась густая эрозионная сеть, дошедшая до нашего времени в виде ложбинных систем на междуречьях (рис. 1А; Еременко, Панин, 2010, 2011).

Признаки эпохи высокого речного стока в конце МИС 3 (ЭОС 2, ~40 - 28 тыс.л.н.) в виде аномально крупных врезанных излучин рек и углубления долинно-балочной сети выявлены от севера Франции до Восточной Сибири (рис. 1Б, 2). Наглядная визуализация следов обильного речного стока в это время характерна, например, для Северного Причерноморья: благодаря врезу рек, вызванному низким уровнем Черного моря, крупные излучины (макроизлучины) речных потоков (размер излучин – признак расходов воды, значительно превышавших современные) были законсервированы, в виде изгибов долин, позднее затопленных при послеледниковой трансгрессии (рис. 3). В Днепро-Бугском лимане долинные врезы выстланы т.н. антским аллювием с ¹⁴С датами 23-25 тыс.л. (Гожик, Новосельский, 1989; Чаус, 1989), или 28-30 тыс.л.н.кал., что дает минимальную границу возраста макроизлучин и формировавшего их обильного речного стока.

Эпоха последнего ледникового максимума (LGM, 20-23 тыс.л.н. кал.) оставила следы аридизации – подавления флювиальных и широкого развития эоловых процессов – на всем пространстве Северной Евразии, включая ныне аридные регионы Центральной Азии (рис. 2).

По данным ОСЛ датирования, в центральных районах ВЕР эоловая активность проявлялась внутри интервала времени 19-23 тыс.л.н. (Панин и др., 2011; Матлахова, 2014), из чего можно заключить, что интервал с экстремальной криоаридностью не охватывал всего поздневалдайского или сартанского времени (МИС 2), а был относительно коротким – первые тысячелетия в районе LGM.

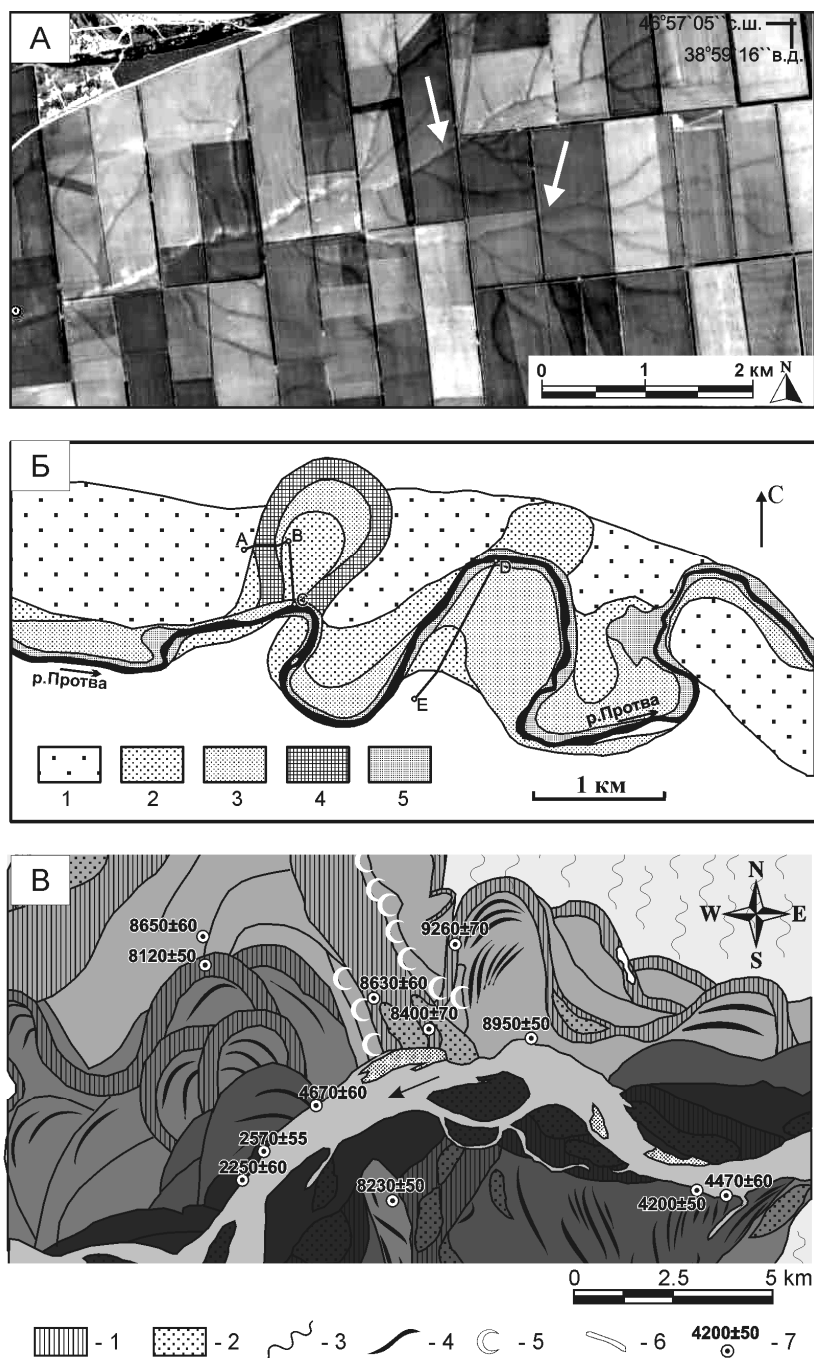


Рис. 1. Примеры геоморфологических индикаторов изменений стока воды в прошлом.

А. Древовидные ложбинные системы (Ростовская область) - реликты позднемосковско-микулинской эрозионной сети (Еременко, Панин, 2010).

Б. Реликтовые большие излучины (макроизлучины) р.Протвы, унаследованные и покинутые (Панин, Матлахова, 2013). 1 - позднемосковский долинный зандр (30-35 м) и позднемосковско-ранневалдайские террасы (15-25 м); 2 - поздневалдайская терраса (10-12 м); пойма: 3, 4 - позднеледниковая унаследованная (3 - аккумулятивные поверхности, 4-5 м; 4 - палеоруло макроизлучины, 2-3 м); 5 - голоценовая пойма (2-4 м).

В. Реликтовые малые излучины Нижней Вычегды (Panin et al., 1999). 1 - палеорула, 2 - древние побочни и острова, 3 - делювиально-солифлюкционные покровы, 4 - пойменные гривы, 5 - эоловые дюны, 6 - пойменные озера, 7 - ^{14}C даты

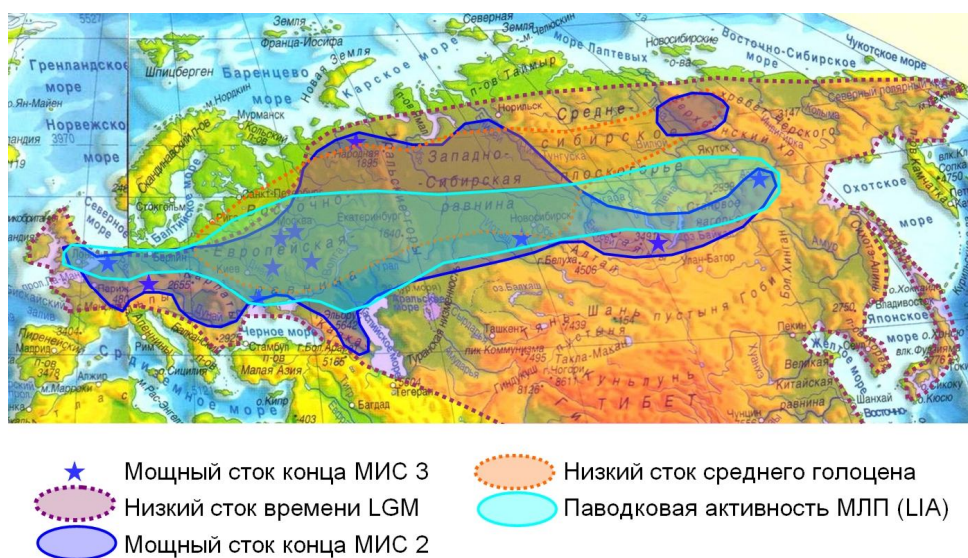


Рис. 2. Корреляция в пределах Северной Евразии основных климатически обусловленных палеогидрологических событий позднего плейстоцена – голоцена, оставивших наиболее четкие и регионально распространенные следы во флювиальном рельефе и отложениях



Рис. 3. Признаки обильного речного стока в Северном Причерноморье в конце МИС 3: затопленные водами новочерноморской трансгрессии макроизлучины Ингула и его притоков, образованные не позднее 28-30 тыс.кал.л.н.

Во всех регионах Европы широко распространены большие меандры, или макроизлучины, свидетельствующие о кратном возрастании поверхностного стока в позднеледниковье (ЭОС – 1). Часто в долинах имеется несколько генераций таких форм, свидетельствующих о значительной продолжительности этого этапа. На ВЕР следы обильного позднеледникового речного стока в виде палеорусел-макроизлучин, датированных между 18 и 13 тыс.кал.л.н., развиты повсеместно, кроме областей, покрывавшихся последним оледенением и примыкавших к нему (Panin et al., 1999; Сидорчук и др., 2000, 2008а; Панин, Сидорчук, 2006). В Центральной и Западной Европе обильный речной сток проявился позднее – от бёллинга до позднего дриаса (15-13 тыс.л.н.). Следы обильного позднеледникового стока в виде палеорусел-макроизлучин, давно известные на юге Западной Сибири (Волков, 1963), были закартированы по всей ее территории от бассейна оз. Тенгиз на юге до Обской Губы на севере (Сидорчук и др., 2008б). В Восточной Сибири, по данным целого ряда авторов, к позднеледниковью относятся эпизоды врезания рек и эрозионной сети, подмыв ранее стабильных коренных берегов и другие признаки, которые также можно связывать с ростом стока воды, однако точные хронологические рамки этого события пока не установлены.

Средний голоцен характеризовался изменчивыми палеогидрологическими условиями, однако в обширном регионе это время оставило характерные морфологические и седиментологические следы в виде малых палеорусел и полноразвитых почвенных горизонтов на поймах, свидетельствующие о длительном и значительном снижении руслоформирующих расходов воды и затопления пойм. Наиболее четко эти признаки развиты в северной половине ВЕР, но, по данным (Сидорчук и др., 2012), среднеголоценовая эпоха низкого стока проявлялась и южнее (кроме самых южных районов ВЕР), а также на севере и в центре Западной Сибири, в относительно узкой полосе на севере Средней Сибири и в низовьях Яны. Снижение флювиальной активности (высоты паводков, горизонтальных деформаций русел) захватывает регионы с континентальным климатом, где руслоформирующие расходы воды связаны с половодьями. Во время температурного оптимума голоцена (атлантический период в Европейской части и бореальный период в Сибири) снижение суровости зим привело к падению стока половодий и, соответственно, снижению руслоформирующих расходов воды. В регионах, где руслоформирующая деятельность полностью или частично связана с паводками теплого сезона года – Западной и Центральной Европе, на юге Восточной Сибири, на Дальнем Востоке – снижения флювиальной активности в середине голоцена не произошло. Напротив, в дальневосточном секторе отмечался ее рост, связанный, вероятно, с увеличением мощности тихоокеанского муссона.

Последний климатический эпизод, следы которого диагностируются в морфологии и флювиальном осадконакоплении на обширных пространствах Северной Евразии, – похолодание Малого ледникового периода (МЛП, XIV-XIX вв.). Это время было отмечено ростом частоты и высоты весенних половодий с соответствующим усилением осадконакопления на поймах рек, формированием вторичных врезов в оврагах и балках. Эти следы прослеживаются в полосе между 50-60°с.ш. (в Восточной Европе – на юг до 45°) от Англии на западе до Центральной Якутии на востоке. На юге Сибири и Дальнего Востока в это время флювиальная активность, напротив, снижалась вследствие ослабления тихоокеанского муссона.

Полученные результаты позволяют заключить, что географические режимы (термин К.К.Маркова) ледниковых и межледниковых эпох в умеренных широтах отличаются не только в термическом, но и в гидрологическом аспектах. Амплитуды изменений поверхностного стока в ледниковые эпохи (криохроны) были многократно выше, по сравнению с межледниковьями (термохронами). По геоморфологическим признакам выявлены фазы кратного (по отношению к современному) роста стока – эпохи обильного стока (ЭОС), проявлявшиеся в холодные фазы МЛ-циклов: московское позднеледниковье (ЭОС 3), вторая половина МИС 3 (ЭОС 2: ~40-28 т.л.н.), конец валдайского пленигляциала и

позднеледниковье (ЭОС 1: 18-13 т.л.н.). Общим для крио- и термохронов является нарастание флювиальной активности и амплитуды ее колебаний в последней трети, по сравнению с началом и особенно серединой, но фазовые соотношения гидроклиматических и температурных изменений были противоположными. На ВЕР в валдайскую эпоху рост стока происходил в интервалы относительных потеплений (конец МИС 3, позднеледниковье), уменьшение стока – в интервалы похолоданий (LGM). В голоцене, согласно данным статистической обработки массивов количественных датировок аллювия (Panin, Matlakhova, 2015), рост стока соответствовал похолоданиям (начало суббореала, начало субатлантика, Малый ледниковый период), снижение стока – потеплениям климата (середина субатлантика, Средневековый климатический оптимум).

Исследования выполнены по плану фундаментальных исследований в рамках Проблемы П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое. История четвертичного периода»

Список литературы:

- Волков И. А. Следы мощного стока в долинах юга Западной Сибири // ДАН СССР. – 1963. – том 151. – №3. – С.648-651.
- Гожик П.Ф., Новосельский Ф.А. Геологические условия строительства Днепровско-Бугского гидроузла. – Киев, Наукова Думка. – 1989. – 120 с.
- Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. – М., МИРОС. – 2010. – 192 с.
- Еременко Е.А., Панин А.В. Происхождение ложбинной сети в центральных и южных районах Восточно-Европейской равнины // Вестник МГУ. Сер.5. Геогр. – 2011. – №3. – С.59-66.
- Матлахова Е.Ю. Валдайский террасовый комплекс в речных долинах центра Восточно-Европейской равнины. Дисс. ... к.г.н. – М., МГУ. – 2014. – 167 с.
- Панин А.В., Матлахова Е.А., Беляев Ю.Р., Бульярт Ж.-П., Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода №71. – М., ГЕОС. – 2011. – С.47-74.
- Панин А.В., Матлахова Е.Ю. Периодические проявления мощного речного стока в центре Русской равнины в валдайскую холодную эпоху // Вестник Томского государственного университета. – 2013. – № 370. – С.168-174.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Макроизлучины ("большие меандры"): проблемы происхождения и интерпретации // Вестник МГУ. Сер. 5. Геогр. – 2006. – №6. – С.14-22.
- Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии // Геоморфология. – 2011. – №3. – С.20-31.
- Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы. – 2008а. – том 35. – №4. – С.406-416.
- Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К. Позднеледниковые палеоруслы рек Западной Сибири // Известия РАН. Сер. геогр. – 2008б. – №2. – С.67-75.
- Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К. Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена // Водные ресурсы. – 2012. – том 39. – №1. – С.40-53.
- Чаус И.В. Расчленение донных отложений Днепровско-Бугского лимана // Докл. АН УССР. Сер.Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1989. – №9. – С. 16-20.
- Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeo-hydrological implications // Catena. – 2015. – vol.130. – P.46-61.
- Panin A.V., Sidorchuk A.Ju., Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // Marriott S., Alexander J., Hey R. (eds) Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Geological Society, London, Spec. Publ. No.163. – 1999. – P. 217-229.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ВЯТСКОГО КРАЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

М.М.Пахомов, И.Л.Бородатый

Вятский Государственный Университет, Киров, Россия, mp1234@yandex.ru

THE MAIN STAGES OF ENVIRONMENTAL DEVELOPMENT OF THE VYATKA REGION IN THE PLEISTOCENE

M. M. Pakhomov, I. L. Borodatyi

Vyatka State University, Kirov, Russia

В основу данного сообщения положены результаты комплексного изучения восьми опорных разрезов, впервые приводятся палинологические данные для плиоцен-четвертичных отложений Вятско-Камского Предуралья (на примере Верхнекамской возвышенности). Флористические комплексы изученных разрезов от позднего плиоцена (гелазия) до неоплейстоцена и голоцена наглядно отражают процесс угасания в плиоцене–плейстоцене наиболее экологически чувствительных к общему похолоданию климата субтропических элементов флоры с одновременным усилением в плейстоцене фитоценотической активности бореальных видов древесной растительности.

Детальный анализ палинологических данных, иллюстрирующих изменения характера растительности и состава флоры Вятского края в течении всего плейстоцена, показан в спорово-пыльцевых диаграммах отложений опорных разрезов (Pakhomov, Borodatyi, 2014).

Стратиграфо-возрастная оценка изученных ископаемых плиоцен-плейстоценовых флор Русской равнины базируется на принципе, сформулированном В.П. Гричуком (1989), и заключается в следующем. Межледниковые флоры квартера четко располагаются в возрастной последовательности, исходя из двух тенденций в изменении их состава: (1) последовательное уменьшение роли и суммы термофильных экзотических видов; (2) прогрессивное возрастание роли европейского (в целом панголарктического) элемента. Эти изменения являются отражением общей эволюции состава флоры в позднем кайнозое под влиянием похолоданий ледникового ранга и служат основой стратиграфического расчленения вмещающих отложений.

Для оценки стратиграфического положения изученных флор Вятско-Камского Предуралья необходимо сравнить их с исходной позднемиоценовой флорой центра Восточно-Европейской (Русской) равнины, подвергнувшейся в дальнейшем преобразованию и обеднению под влиянием надвигавшихся позднеплиоценовых и четвертичных похолоданий, в том числе ледникового ранга. Поскольку в Вятско-Камском регионе нет палеонтологически подтвержденных отложений миоцена и раннего плиоцена, рассмотрим разновозрастные отложения соседних регионов.

В спорово-пыльцевых спектрах верхнего миоцена (скв. 5, д. Лапино, Костромская обл.; Писарева и др., 1975), (см. таблица 1) преобладающая роль принадлежала североамериканским, американо-восточноазиатским и американо-средиземноморско-азиатским элементам флоры. Панголарктические элементы флоры, как стратиграфически транзитные, усиливают свое ландшафтное значение лишь в эоплейстоцене и позже. Природно-климатические условия в районах современного произрастания этих древесных пород можно проиллюстрировать некоторыми примерами.

Формация *Taxodium* + *Nyssa* сейчас сохранилась во влажных субтропиках на юго-востоке Северной Америки, где среднегодовая температура равна +17.9°C при сумме осадков до 1245 мм/год. Дубово-гикориевые леса на востоке США (формация *Quercus* + *Carya*) существуют в условиях со среднегодовой температурой +10.1°C при сумме осадков порядка 850 мм/год. Формация *Castanea* + *Carpinus* + *Quercus* + *Lauraceae* + *Rhododendron* сейчас сохранилась в наиболее влажных участках Адриатического побережья Испании (среднегодовая температура +11.4°C, сумма осадков около 1250 мм/год). Род *Ostrya* произрастает в нижней ступени Колхидского леса во влажных субтропиках Западного Закавказья в группировке совместно с *Quercus*, *Castanea*, *Tilia*, *Fagus* и др. (Вальтер, 1974, 1975).

Таблица 1. Изменения состава географических элементов древесной флоры по стратиграфическим горизонтам в отложениях неогена и плейстоцена Вятско-Камской возвышенности и соседних регионов

Флора	Геологический возраст					
	N ₁ ³ верхний миоцен	N ₂ ¹⁻² ранний– средний плиоцен	N ₂ ³ верхний плиоцен (гелазий)	Q ₁ ¹ эоплейстоцен (калабрий)	Q ₂ ¹ лихвин (голь- штейн)	Q ₃ ¹ микулино (эем)
	1	2	3	4	5	6
Географические элементы флоры						
Панголарктические						
Abies	+	+	+	+	+	+
Pinus	+	+	+	+	+	+
Picea	+	+	+	+	+	+
Alnus	+	+	+	+	+	+
Salix	+	+	+	+	+	+
Betula	+	+	+	+	+	+
Myrica	+	+	+			
Американо-евроазиатские						
Tilia	+	+	+	+	+	+
Carpinus	+	+	+	+	+	+
Corylus	+	+	+	+	+	+
Quercus	+	+	+	+	+	+
Ulmus	+	+	+		+	+
Fraxinus	+	+	+	+		
Pterocarya	+	+	+	+		
Fagus	+	+	+			
Taxus		+				
Американо-средиземноморско-азиатские						
Ilex	+	+	+			
Ostrya	+	+	+			
Juglans	+	+	+			
Rhus		+				
Liquidambar	+	+	+			
Североамериканские и американо-восточноазиатские						
Tsuga	+	+	+	+		
Carya	+	+				
Nyssa	+	+				
Sequoia	+					
Taxodium	+					
Magnolia	+					
Castanea	+		+			
Cornus	+			+		
Keteleeria		+				
Zelkova			+	+		

Примечание.

1 – скв. 5, д. Лапино, Костромская обл. (Писарева и др., 1975); 2 – Среднее Заволжье, Татарстан (Линкина, 2007); Камско-Ветлужское междуречье, д. Чильча, Удмуртия (Величко и др., 2011); 3 - разрез Шабаршата, Верхнекамская возвышенность); 4 – разрез Большой Беляк, Верхнекамская возвышенность); 5 – разрез Красный Яр, Верхнекамская возвышенность т.337 м.; 6 – разрез Черная Холуница, междуречье Камы и Вятки (М.М.Pakhomov, I.L.Borodaty, 2014); Разрез Суводь на р. Вятка (Иванова, 1973).

Таким образом, состав позднемиоценовой флоры центра Восточно-Европейской равнины и климатические условия произрастания их современных аналогов указывают на то, что *на поздний миоцен приходится хорошо выраженный климатический оптимум с широким развитием хвойно-широколиственных формаций с участием в их составе субтропических и теплоумеренных элементов флоры.*

В конце миоцена (6.6-5.1 млн. лет назад) произошло заметное снижение общего температурного фона, а потому наиболее экологически чувствительные компоненты леса стали угасать. И уже в раннем-среднем плиоцене из общего состава дендрофлоры исчезли *Sequoia*, *Taxodium*, *Magnolia*, *Castanea* и другие теплолюбивые компоненты леса. Некоторые экзотические древесные породы, такие как *Carya*, *Ostrya*, *Juglans*, сохранялись, но произрастали в крайних экологических условиях, а их пыльца в спорово-пыльцевых спектрах присутствует в количестве первых процентов или единично (Линкина, 2007).

Это подтверждается также нашими данными для верхнеплиоценовых отложений (гелазий) разреза Шабаршата (Верхнекамская Возвышенность). По всему разрезу была определена богатая флора, включающая до 75 таксонов. Из них 31 таксон относится к дендрофлоре, 28 – травянистые растения, 9 – водные и околотовные виды и 7 таксонов – споровые растения. В составе дендрофлоры представлен целый ряд экзотических элементов леса, которые, однако, не определяли характер восстановленной растительной формации. В частности, по всему разрезу в большем или меньшем количестве встречается пыльца *Tsuga*, *Picea s. Omorica*, *Pinus s. Strobus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Zelkova* и т.д. Единично присутствует пыльца *Engelhardtia*, *Pterocarya*, *Castanea* и др. Можно утверждать, что в эпоху формирования рассматриваемых отложений в составе вятских лесов (в особых экофациях рельефа) сохранялись элементы термофильной субтропической флоры. Они имели широкое распространение в миоцене, но в результате импульсов похолодания позднего миоцена (мессинский кризис) и среднего плиоцена (3.4 и 2.6 млн. лет н., Величко и др., 2011). сохранялись в среднеевропейских широтах, в том числе и в Вятско-Камском регионе, лишь в качестве рассеянных реликтов.

Важно отметить, что в шаборшатском разрезе выше по разрезу состав спорово-пыльцевого спектра резко меняется: появляется в значительном количестве (суммарно до 40-50%) пыльца *Betula s. Fruticosae* и *B. s. Nanae*, что свидетельствует о явном «неожиданном» похолодании ледникового ранга. Показательно, что в связи с этим похолоданием полностью исчезают даже единичные пыльцевые зерна экзотических, экологически чувствительных элементов флоры, отмеченных для основной части разреза. Нужно отметить, что это похолодание, проявленное здесь флорой перигляциального типа, носило всеобщий характер и выходило далеко за пределы умеренного климатического пояса Европы и сказывалось, в частности, на горных провинциях субтропического климатического пояса, например на Памире. Возраст этого похолодания по изученным разрезам Памира по палеомагнитным данным оценивается в 1,8 – 1,9 млн. лет (Пеньков, Никонов, Пахомов, 1976; Пахомов, Никонов, 1977).

Переход от плиоцена (гелазия) к эоплейстоцену (калабрию) отражен в материалах по нижней части разреза Большой Беяк. В наших материалах по верховьям р. Кама, как отмечалось, эоплейстоцен представлен в сокращенном виде в нижней части разреза Большой Беяк (“рудная и надрудная толщи”, чистопольский горизонт кинельской свиты или апшерон, по Г.И. Горецкому (1964)). По составу спорово-пыльцевого спектра можно судить, что в Верхнекамье в это время ландшафт заполняли хвойно-мелколиственные леса с березой, сосной, елью и с тем же неморальным комплексом (*Carpinus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus*), роль которого в растительных формациях была крайне незначительной. Здесь так же, как и в эоплейстоцене Средней Печоры, единично встречены экзоты *Zelkova* и *Pterocarya*.

Как видно, периоды похолоданий раннего и позднего плиоцена вели к уменьшению формационного разнообразия растительности с неуклонной потерей термофильных элементов дендрофлоры и к становлению на больших пространствах типично бореальной растительности.

В изученных нами разрезах по Верхнекамью не оказалось слоев, соответствующих времени ранних древнечетвертичных похолоданий (оледенений). В разрезе Большой Беяк

эоплейстоценовые слои (в сокращенном виде) несогласно перекрываются лихвинскими отложениями. Состав и количественное соотношение компонентов спорово-пыльцевой диаграммы в верхней части этого разреза идентичны таковым лихвинских отложений опорного разреза Красный Яр. В последнем *окская* морена и гляциофлювиальные галечники выше по разрезу переходят в лихвинские отложения с типичной лихвинской флорой.

В разрезе Черная Холуница по палинологическим данным четко прослеживается завершающая фаза микулинского межледниковья, сменившаяся сильным похолоданием (гляциофлювиальные галечники с арктобореальными плаунами), затем последовало умеренное потепление и, далее, резкое похолодание (морозобойные клинья в кровле разреза).

Одну из ярко выраженных фаз валдайского похолодания можно видеть также в разрезе Малый Беляк. Здесь завершающая фаза микулинского межледниковья переходит в четко выраженные последовательные фазы средневалдайского ледникового ледникового этапа (с арктобореальной флорой). Для этих слоёв получена радиоуглеродная дата 46970 ± 800 л.н.

Наконец, в разрезе высокой заторфованной поймы р. Кама в месте впадения в нее р. Чус просматриваются все последовательные этапы развития климата голоцена, выделяемые по схеме Блитта-Сернандера. Отличительной особенностью спорово-пыльцевых спектров голоцена в изучаемом регионе является то, что, в связи с удаленным северо-восточным положением этих разрезов по отношению к разрезам центральной Европейской зоны, в атлантическое время в структуре формаций была крайне незначительна роль широколиственных пород. В частности, в разрезе Чус в горизонтах атлантического времени пыльца дуба, лещины, вяза присутствует лишь в долях процента.

В заключение отметим, что выбранная нами в качестве стратотипического участка Верхнекамская возвышенность оказалась вполне репрезентативной для характеристики плиоцен-четвертичных отложений. Все вышеизложенные материалы (Pakhomov, Borodatyi, 2014) позволили впервые для Вятско-Камского региона (на примере Верхнекамской возвышенности) построить палеогеографически и флористически обоснованную стратиграфическую схему и сопоставить ее с межрегиональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Восточно-Европейской равнины.

Список литературы:

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. К проблеме палеогеографии позднего плиоцена и раннего плейстоцена Восточной Европы // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты, 2011. Т. 1. С. 104-107

Вальтер Г. Растительность земного шара. Т. 2. М.: Прогресс, 1974. 422 с.

Вальтер Г. Растительность земного шара. Т. 3. М.: Прогресс, 1975. 426 с.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 412 с.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, -- 1989. - 183 с.

Линкина Л. И. Палинокомплексы неогеновых отложений центральной части Среднего Поволжья // Автореф. дисс. канд. г-мин. наук, Казань. – 2007. - 24 с.

Пахомов М.М., Никонов А.А. О плиоценовом оледенении и кокбайском межледниковье Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. С. 126-134.

Пеньков А.В., Никонов А.А., Пахомов М.М. Первые данные по палеомагнитной характеристике плиоценовых и четвертичных отложений Памира // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 691-694.

Писарева В. В., Лобачёва И. Н., Дуднакова И. Ф. Миоценовые озёра Волго-Ветлужского междуречья // История озёр в мезозое, палеогене и неогене. Тез. докл. на IV Всесоюзном симпозиуме по истории озёр. - т.1. - Л. – 1975. - С.103-111.

Pakhomov M. M. , Borodatyi I. L. Palynostratigraphy of the Pliocene–Quaternary Beds in Vyatka–Kama Cisuralia Based on the Upper Kama Upland. Stratigraphy and Geological Correlation, 2014, Vol. 22, No. 7, pp. 717–743.

**ПРОБЛЕМА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ
И ПОСЛЕДНИЙ ЭПИЗОД АКТИВИЗАЦИИ ВУЛКАНИЗМА
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ**

М.М. Певзнер¹, Ф.А. Романенко²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, m_pevzner@mail.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, faromanenko@mail.ru

**PROBLEM OF NEOPLEISTOCENE GLACIATION AND THE LAST EPISODE
OF VOLCANIC ACTIVATION OF CONTINENTAL CHUKOTKA**

M.M. Pevzner¹, F.A. Romanenko²

¹Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

²Moscow State University, Moscow, Russia

История оледенений и вулканической активности – важнейшие проблемы четвертичной геологии. Северо-Восток России и в особенности территория континентальной Чукотки в силу своей труднодоступности изучены пока недостаточно.

Последнее (сартанское) оледенение на Чукотке большинство авторов видят преимущественно каровым и развивавшимся по североякутскому типу [Верховская, 1986; Глушкова, 1984; Динамика ландшафтных ..., 2002; Пояснительная записка..., 2013; Развитие ландшафтов ..., 1993; Elias, Brigham-Grette, 2013; Glushkova, 2001; Pushkar, Cherepanova, 2011 и др.]. И лишь в некоторых районах Приохотья О.Ю. Глушкова [1996] выделяет горно-долинное оледенение.

Зырянское оледенение было значительно крупнее сартанского; тем не менее, и его морены установлены и датированы скорее не в центральной части, а в горном обрамлении Чукотки [Пояснительная записка..., 2013]. Так, на предгорных равнинах Верхоянского хребта установлено, что последние 60 тыс. лет шло непрерывное накопление перигляциальных осадков в условиях экстремальной континентальности климата, что и объясняет отсутствие существенных наземных оледенений в это время [Зигерт и др., 2007].

Возраст ледниково-морских отложений в бассейнах рек Селемжа и Берелех (Приохотье), а также южнее мыса Дионисия (р-н г. Анадырь) принят около 150 тыс. лет на основании даты 148 ± 40 тыс.л., полученной термолюминесцентным методом [Пояснительная записка..., 2013].

Наиболее древняя из известных морен установлена в бассейне р. Юровка (Приохотье), для нее термолюминесцентным методом получена дата 250 ± 50 тыс.л. [Пояснительная записка..., 2013].

Комплексные исследования донных отложений оз. Эльгыгытгын показали, что на протяжении последних минимум 300 тыс. лет имело место непрерывное осадконакопление в озерных условиях с сезонным ледовым покровом, а на прилегающих территориях крупные оледенения отсутствовали [Ложкин и др., 2007; Шило и др., 2001; Melles et al., 2012].

В четвертичное время вулканическая активность на Северо-Востоке России проявлялась редко. Она зафиксирована на островах Жохова и Вилькицкого в архипелаге Де-Лонга [Богдановский и др., 1992], в Якутии (вулкан Балаган-Тас) [Лейер и др., 1993], а также на Чукотке (Аньюйская группа вулканов) [Акинин и др., 2008].

Аньюйская группа вулканов, расположенная в континентальной части Чукотки, включает в себя вулканы Аньюйский, Алучинский и Билибина. Ранее считалось, что Аньюйский вулкан образовался всего несколько сотен лет назад [Устиев, 1961]. Это предположение главным образом основывалось на свежем морфологическом облике лавовых потоков и шлакового конуса. Изотопного датирования не проводилось.

Нами проведен комплекс полевых (2009 г.) и аналитических работ (2009-2016 гг.), направленный на определение возраста Аньюйского вулкана ($67^{\circ}10'27''$ с.ш., $165^{\circ}50'08''$ в.д., 1054 м). Изучены отложения и реконструирована последовательность извержения лав и пирокластики, проведена оценка степени сохранности лавового потока и шлакового конуса,

а также установлен изотопный (K-Ar) возраст извержения (248 ± 30 тыс. лет) [Певзнер и др., 2011; 2017, в печати].

Сформированное во время извержения лавовое поле протяженностью 56 км можно условно разделить на две крупные части. Ранние порции лав распространились по долине р. Монни в субширотном направлении; поздние – стекали от шлакового конуса на север, имеют протяженность не более 4 км и остановились на входе в долину. Лавовые потоки Анюйского вулкана не имеют следов ледниковой обработки и большей частью не задернованы. Сохранились первичные морфоструктуры течения. На поверхности лав, вложенных в долину р. Монни, местами встречаются участки аллювиальных или пролювиальных отложений; морены не обнаружены.

Шлаковый конус Анюйского вулкана расположен в крупном сложнопостроенном, вероятно, обвальном или ледниково-обвальном цирке на северном склоне г. Вулканной. Можно предположить, что обвал был вызван сейсмической подготовкой в процессе подъема магмы к поверхности. Южные же склоны горы Вулканной, как и других окрестных гор, не имеют подобных форм. Задняя стенка (стенка срыва) цирка почти вертикальна, ее высота приближается к 500 м, нижние части в значительной степени закрыты скальными осыпями с уклонами до 35° . Тело обвала выражено неотчетливо и, по-видимому, сложено крупными (до 3 м) глыбами гранодиоритов, формирует «гигантские ступени», спускающиеся к северу. Глыбы распространены на расстоянии до 3 км от конуса и не имеют следов ледниковой обработки; их грани только слабо оббиты, что характерно именно для обвальных образований. Тело предполагаемого обвала практически полностью перекрыто лавами Анюйского вулкана, что говорит об его весьма древнем возрасте. Тем не менее, рельеф «ступеней» выражен весьма отчетливо; это, по-видимому, в значительной степени и обусловило ступенчатый же профиль перекрывающего их лавового потока, спускающегося на север.

Обломки гранодиоритов часто встречаются и на поверхности лавового потока, и внутри кратера, что отмечалось ещё Е.К. Устиевым [1961]. Максимально широко они представлены вблизи скальных склонов, а также на лавах рядом с конусом и на расстоянии до 1.5 км от него. Размер обломков на лавах не превышает 1-2 м в диаметре (преобладающий размер до 0.6 м), внутри кратера – 0.3 м. Обломки в кратере сильно оббиты, имеют довольно острые рёбра и, возможно, могли скатиться туда со склонов г. Вулканной. Глыбы на поверхности потока могли появиться как в результате скатывания со склонов, так и селевого переноса. О наличии селевых и эрозионных процессов свидетельствует русло ручья, прорезающего лавы на глубину до 3 м.

Шлаковый конус располагается между двумя прекрасно выраженными округлыми в плане котловинами. Их днища абсолютно плоские, задернованные, покрыты мерзлотными полигонами в начальной стадии образования. Эти котловины могут быть интерпретированы как ледниковые кары.

В работах [Игнатьев, 1990, 1993; Игнатьев, Сизых, 1997] вблизи конуса Анюйского вулкана выделены ледниковые формы рельефа (кары и даже морена). Морена датируется сартанским временем, при этом подчеркивается, что ее объем был невелик. А это – в свою очередь – объясняется малой мощностью льда в карах. Следов оледенения, более обширного, чем каровое, нам, в отличие от В.А. Игнатьева и В.И. Сизых [1990, 1993, 1997], обнаружить не удалось. Полагаем, что довольно хорошая сохранность шлакового конуса и лавовых потоков Анюйского вулкана обусловлена именно этим фактором.

По результатам изотопного датирования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) Алучинский вулкан, расположенный в 80 км южнее Анюйского, образовался 277.3 ± 2.1 тыс. л.н. [Акинин, Калверт, 2012]. Лавовый поток этого извержения также не имеет следов ледниковой обработки [Городинский и др., 1975].

Образование Анюйского вулкана (~250 тыс. лет назад) хронологически близко границе 7 и 8 изотопных стадий [по Bradley, 1985], Алучинского (~280 тыс. лет назад) – 8 стадии. Палеогеографические данные по колонке озера Эльгыгытгын (270 км к восток-северо-

востоку от вулканов) свидетельствуют о том, что похолодание стадии 8, равно как и более поздние глубокие похолодания (изотопные стадии 2, 4, 6) характеризовались сухим или даже аридным климатом [Ложкин и др., 2007]. Таким образом, отсутствие следов существенной ледниковой переработки вулканических отложений можно интерпретировать как отсутствие на континентальной Чукотке покровных или крупных горно-долинных оледенений на протяжении последних как минимум 250-280 тысяч лет, что не противоречит большей части существующих представлений.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме ГИН РАН № 0135-2014-0068 «Изотопная хронология эндогенных и экзогенных событий позднего кайнозоя российского сектора Арктики, Дальневосточного региона и прилегающих территорий» и проекту ГИН РАН № П.3П Программы № I.32 Президиума РАН, а также по проектам РФФИ №№ 08-05-00932 и 14-05-00549.

Список литературы:

Акинин В.В., Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Ступак Ф.М. Новейший вулканизм арктической окраины Северной Евразии // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Под ред. Н.П. Лаверова. Т. 2. – М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, – 2008. – С. 41-80.

Акинин В.В., Калверт Э. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст Анюйских вулканов, Арктическая Чукотка // V Российская конференция по изотопной геохронологии «Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов» 4–6 июня 2012 г. Москва – М.: ИГЕМ РАН, – 2012. – С. 25-26.

Богдановский О.Г., Минеев С.Д., Асонов С.А. и др. Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика): геохимия изотопов и геохронология // Геохимия, – 1992. – № 1. – С. 47-55.

Верховская Н.Б. Плейстоцен Чукотки. – Владивосток: ДНЦ АН СССР, – 1986. – 116 с.

Глушкова О.Ю. Морфология и палеогеография позднплейстоценовых оледенений на Северо-Востоке СССР // Плейстоценовые оледенения Восточной Азии. – Магадан, Сев.-Вост. комплексный НИИ СО АН СССР, – 1984. – С. 28-42.

Глушкова О.Ю. Отражение климатических ритмов в морфологии рельефа Западной Берингии // Четвертичные климаты и растительность Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 94-114.

Городинский М.Е., Довгаль Ю.М., Стерлигова В.Е. Четвертичный вулканизм бассейна р. Большой Анюй // Магматизм Северо-Востока Азии / Тр. Первого Северо-восточного петрографического совещания. Ч. 2. – Магадан: СВКНИИ, – 1975. – С. 297-304.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии // Поздний плейстоцен-голоцен – элементы прогноза. Вып. 2. Ред. Величко А.А. Общая палеогеография. (Атлас-монография). – М.: ГЕОС, – 2002. – 232с.+35 карт.

Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф. и др. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: Результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения, – 2007. – № 30–31. – С. 222–228.

Игнатьев В.А. Новые данные об Анюйской группе вулканов (Западная Чукотка) // Тихоокеанская геология, – 1990. – № 2. – С. 118-121.

Игнатьев В.А. Структурное положение четвертичных вулканов Западной Чукотки // Вулканология и сейсмология, – 1993. – № 6. – С. 28-37.

Игнатьев В.А., Сизых В.И. Верхнечетвертичные вулканы Западной Чукотки // Природа, – 1997. – С. 29-38.

Игнатьев В.А., Сизых В.И. О некоторых проблемах изучения Большеанюйского неовулканического полигона // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: В 3 т. Т. 1. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, – 2001. – С. 158-160.

Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые ^{40}Ar - ^{39}Ar -определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойских // Доклады Академии наук, – 1993. – том 329, – № 5. – С. 621-624.

Ложкин А.В., Андерсон П.М., Матросова Т.В. и др. Непрерывная летопись изменений природной среды Чукотки за последние 350 тысяч лет // Тихоокеанская геология, – 2007. – том 26, – № 6. – С. 53-59.

Певзнер М.М., Герцев Д.О., Романенко Ф.А. и др. Первые данные об изотопном возрасте Анюйского вулкана, Чукотка // Доклады Академии наук, – 2011. – том 438, – № 4. – С. 497-499.

Певзнер М.М., Герцев Д.О., Федоров П.И. и др. Анюйский вулкан на Чукотке: возраст, строение, особенности состава пород и извержения // Литология и полезные ископаемые, – 2017. – № 1, в печати.

Пояснительная записка к карте четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:250000. – СПб.: ВСЕГЕИ, – 2013. – 220 с.

Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии // Поздний плейстоцен-голоцен – элементы прогноза. Вып. 1. Ред. Величко А.А. Региональная палеогеография. – М.: Наука, – 1993. – 103с.+8 карт.

Устиев Е.К. Анюйский вулкан. – М.: Госгеолтехиздат, – 1961. – 124 с.

Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. Первая непрерывная пыльцевая летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 300 тысяч лет // Доклады Академии наук, – 2001. – том 376, – № 2. – С. 231–234.

Bradley R.S. Quaternary paleoclimatology. Methods of paleoclimatic reconstructions. – Boston. Allen & Unwin. – 1985. – 496 pp.

Elias S. A., Brigham-Grette J. Late Pleistocene glacial events in Beringia // Encyclopedia of Quaternary Science, second edition. In Elias S. A. (editor). – Amsterdam: Elsevier, – 2013. – P. 191-201.

Glushkova O.Yu. Geomorphological correlation of Late Pleistocene glacial complexes of Western and Eastern Beringia // Quaternary Science Reviews, – 2001. – V. 20 – P. 405-417.

Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P. S. et al. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytyn, NE Russia // Science, – 2012. – V. 337 – P. 315–320.

Pushkar V. S., Cherepanova M. V. Beringia: Impact on paleoclimates of northeast Asia and North Pacific during Last Pleistocene glaciation // Quaternary International, – 2011. – V. 237 – P. 32-38.

ТЕРРАСООБРАЗОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ АВТОХТОННЫХ РОССЫПЕЙ – СИСТЕМНЫЙ ФЕНОМЕН ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ

Г.А. Постоленко

МГУ им М.В.Ломоносова, Россия gpostol@yandex.ru

FORMATION OF AUTOCHTONAL PLACERS RELATED TO TERRACE FORMATION – A SYSTEMATIC PHENOMENON IN THE LATE CENOZOIC

G.A. Postolenko

Lomonosov Moscow State University, Russia

При изучении аллювия, одного из важнейших компонентов континентальных осадочных формаций, всегда рассматривались два основных фактора определяющих происхождение флювиального рельефа. Но большинством исследователей ведущим признавалось тектоническое воздействие (особенно в период активного развития неотектоники). При этом всегда признавалось (Докучаев, 1878; Пенк, 1894; Соболев, 1935; Васильев, 1966; Равский, 1972; Зубаков, 1984 и др.) влияние климатического фактора. Ещё в 1924 г. В. Дэвис (Эдельштейн, 1947) заявил, что террасы могут возникать и без всякого движения литосферы, и занос долины аллювиальным материалом и затем врезание речного русла могут быть следствием колебаний климата, вызывающего появление и таяние ледников; и те же процессы могут происходить под влиянием климата и в долинах не занимаемых ледником. Кроме того, исследователи (Асеев, 1979) отмечали чрезвычайное сходство строения долин, развивающихся в тектонически разнородных условиях.

Изучение климатического влияния сдерживалось разрозненностью и недостаточностью систематических данных по морфологии долин и возрасту аллювия. Однако успехи геоморфологии и смежных наук второй половины XX столетия увенчались успехом (в том числе и в результате появления достоверных данных о наличии погребенного аллювия и в горных долинах). Поскольку результаты анализа климато-ландшафтного влияния на деятельность речных потоков уже неонакратно излагались (Гричук, Постоленко, 1981; Постоленко, 1990), здесь вкратце изложим лишь те черты процесса, которые проявляются в морфологии долин.

Многочисленными исследователями четвертичного периода (Макарова и др., 2011) установлен (по палеонтологическим данным) факт хронологического соответствия аллювиальной свиты эрозионному циклу. При этом установлена последовательность накопления аллювия: в аллювиальной свите накапливающейся снизу вверх, теплая эпоха фиксируется в нижней пачке, а холодная – в верхней. При этом вся толща аллювия свиты хронологически укладывается в климатохрон и, как правило, слагает цикловую террасу.

Однако в аллювиальной летописи не фиксируются конечные этапы одного климатохрона и начальные этапы последующего (Гричук, Постоленко, 1981; Постоленко, 1990). Этот период приходится на пограничное между климатохронами время, время наименьшей влагообеспеченности и условий перехода теплообеспеченности от холодной эпохи к теплой. Это показатель перерыва в седиментации, т.е. полного выноса наносов (Кузьмина, Постоленко, 1999; Постоленко, 1990). Это показатель изменения основного тренда флювиального процесса на противоположный, это начало нового эрозионного цикла. То же самое происходит в последней четверти следующего климатического ритма – начинается вынос наносов и углубление долины, формирование уступа, оформляющего прежнее днище с его аллювием в террасу. Палеоклиматические условия этого рубежа – аридная эпоха.

Вторая составляющая флювиальной деятельности в эрозионном цикле – седиментация начинается в первую четверть следующего климатического ритма, когда происходит нарастание тепла и влагообеспеченности. А наиболее полная седиментация приходится на климатический оптимум. То есть критические события во флювиальной деятельности более тяготеют к показателям влагообеспеченности, чем теплообеспеченности.

Вывод о климатической обусловленности флювиальной деятельности подтверждается и геолого-геоморфологическими свидетельствами. Это морфология долин и размещение в ней аллювия разного возраста. Так, аллювий следующей аллювиальной свиты занимает вложенное или вложено-прислоненное положение. А в морфообразующем аспекте – формируется уступ, который оформляет днище долины и накопленную в нем аллювиальную свиту в цикловую террасу.

Наиболее важное свойство строения речных долин – наличие в них погребенного аллювия (Постоленко, 1988; Постоленко, 2015), причем аллювия определенных эрозионных циклов. Именно это определяет, как уже упоминалось, сходство строения долин, развивающихся в различных структурно-тектонических условиях, и, соответственно под влиянием климатического фактора, как фактора, объемлющего обширные пространства, обладающие различиями геологического, геоморфологического и орографического строения.

Погребенный аллювий – причина сложного строения долин, выражающегося, в первую очередь, в том, что на одних гипсометрических отметках располагается аллювий разного возраста, а одна и та же молодая, выраженная в рельефе терраса может иметь как рыхлый, так и коренной цоколь. Часто рыхлый цоколь мощных обнажений крутых береговых обрывов поставляет на бичевники тот «противоречащий» фаунистический материал, который вызывал сомнения и дискуссии (тут еще вмешивался принятый, тогда и сейчас, способ последовательной нумерации террас, по умолчанию предполагающий их возраст).

Чтобы не обойти вниманием влияние тектоники, следует отметить, что оно проявляется в гипсометрии положения одновозрастных свит в разных геоморфолого-тектонических условиях (Постоленко, 1990), (измеряемой в метрах – первых десятках м), но не нарушает указанной общей закономерности морфологии долин. К примеру, ложе погребенного раннеплейстоценового аллювия в равнинных условиях располагается на самых низких отметках в долине, значительно ниже ложа голоценового аллювия. Среднеплейстоценовый аллювий вложен в него. В горных долинах раннеплейстоценовая свита также погребена, но гипсометрически её ложе лежит выше современного, а среднеплейстоценовая занимает вложено-прислоненное, самое низкое положение. То есть, в горных долинах положение разновозрастного аллювия более растянуто по вертикали, чем в равнинных.

Литолого-минералогические черты строения аллювия также хорошо увязывается с ходом не только основных климатических показателей в цикле, но и с природными изменениями (типы выветривания, ландшафты, величины атмосферных осадков, объем и режим стока), которые сопровождают эти климатические изменения. Убедительным свидетельством того служат россыпи тяжелых металлов (Постоленко, 1988; Постоленко, 2015).

Концентрации полезного компонента в свите представляют собой 2 типа: пластовые и рассеянные. Пластовые четко приурочены к нижним частям свиты и формируются в условиях врезания водотока при полном, а затем и частичном выносе наносов (Постоленко, 1994). Сепарирующая сила потока в этот интервал такова, что в щетках плотика и нижних частях аллювия отлагаются устойчивые тяжелые минералы. Господствует бурный, высокоскоростной режим в условиях наибольшей в цикле континентальности климата, когда осадки, выпадая в виде редких ливней, образуют бурные, селеподобные потоки (районы-аналоги – современные степи и полупустыни). Рассеянные концентрации размещаются в остальной части свиты (в «торфах»), когда деятельность потока осуществляется в условиях теплого умеренного климата с лесными ландшафтами, характеризуется полноводным режимом с существенно более низкими скоростями течения, что способствует осаждению и легких минералов, менее устойчивых к истиранию и разубоживающих осадок. Именно литолого-минералогические концентрации в аллювии являются прекрасной иллюстрацией изменения водного режима речных водотоков в пределах климатического цикла, в свою очередь демонстрируют зависимость речной деятельности от климата.

Еще одно морфологическое следствие, связанное с изменениями ландшафтно-климатических условий - характер формирования ложа аллювия каждого цикла (или циклового ложа аллювия). Изучение ложа в открытом районе на примере р. Зеравшан (Макарова и др., 2010) показало, что нижняя, первоначальная, часть эрозионного вреза представляет собой узкую ложбину, которая по мере развития процесса расширяется, постепенно образуя субгоризонтальную поверхность. Эти различные морфологические части долины формируются в соответствии с изменениями режима потока в эрозионном цикле. Расширение долины и образование субгоризонтального плотика приходится в целом на седиментационную фазу флювиального процесса, т.е. на влажную эпоху, когда поток осуществляет боковую эрозию. В конечной части цикла русло уменьшает охват ширины днища, постепенно приближаясь к завершению этой фазы, к началу фазы врезания, т.е. нового эрозионного цикла. Эти изменения совершаются разными типами русла: врезание происходит под влиянием спрямленного русла, расширение осуществляется меандрирующим или фуркирующим руслом.

Итак, влияние изменений климата проявляется во многих чертах флювиальной деятельности, и что самое главное, изменение её тренда приходится на контрастные моменты климата, более связанные при этом с влаго-, чем теплообеспеченностью.

Ретроспективный анализ подобного, циклического, функционирования речных потоков показывает, что террасирование долин хронологически увязывается со значимыми изменениями климата в позднем кайнозое. В.М. Синицын (1980) отмечает, что первое похолодание климата в высоких и средних широтах, пришедшееся на среднекайнозойский этап (палеоцен – ранний олигоцен), вызвало распад квазитропического пояса на субтропический и теплоумеренный. А в позднекайнозойский этап (поздний миоцен – средний плиоцен) в высоких широтах выделился типичный умеренный климат. Климатическая кривая кайнозоя отражает (Величко, 2012) направленную схему «средневолновых» ритмически упорядоченных колебаний с возрастающей амплитудой в миоцене и плиоцене и быстрыми «коротковолновыми» колебаниями циклического характера плейстоцена. А.А. Величко также указывает, что значительные изменения в ландшафтной оболочке происходят в неогене.

Анализировать ретроспективу флювиальной деятельности и жизнь долин целесообразно по материалам равнинных территорий, характеризующихся лучшей

сохранностью отложений. С неогена начинается континентальное развитие Русской равнины с образованием двух основных платформенных формаций – аллювиальной и субэвразийской, представленных аллювием речных террас и элювиально-делювиальным покровом (Холмовой, 1993; Холмовой, Глушков, 2001). Авторы отмечают отчетливую террасированность неогена долины р. Оскол и полную аналогию со взаимоотношением аллювиальных свит неогена Окско-Донской низменности. Самый древний аллювий самых высоких террас – миоценовый – представлен 3-4 террасами, а продольные профили террасовых цоколей в пределах долины Оскола прослеживаются вполне закономерно. В целом, для миоценовых террас характерно довольно выраженное положение уровней цоколей, незначительная амплитуда (различий в положении разновозрастных цоколей – Г.П.?) врезов (около 10м), незначительные мощности (2-10 м), площадной тип аллювия без признаков дифференциации на русловую и пойменные фации (Холмовой, 1993), высокая степень эпигенетического изменения отложений. В то же время, в толще «пестрых глин» (мощность 21,5 м), залегающих на трех террасовых уровнях и приводораздельной поверхности выравнивания, насчитывается до 7 горизонтов погребенных почв.

В плиоцене насчитывается несколько террас с мощностью аллювия до 30м, в том числе и с непоследовательным залеганием аллювия, а затем, в плейстоцене, уже и более краткосрочно формирующиеся с убывающими мощностями плейстоценовые свиты, большей частью выраженные в виде цикловых террас в современных долинах.

Природные условия дочетвертичного времени позволяют предполагать длительное развитие в речной деятельности раннего кайнозоя констративных фаз, поскольку теплый, влажный климат того времени не только обеспечивал такой тип флювиальной деятельности, но и длился весьма долго. Результат их – формирование очень широких днищ долин, выполненных мощной толщей аллювия. Так, ещё Г.И. Горецкий (1974) указывал, что ископаемый аллювий Пра-Днепра, Пра-Дона и Дона, «... начинает формироваться в олигоцене и миоцене, характеризуясь *необычайно широким боковым смещением разновозрастных аллювиальных свит*». Это хорошо видно на примере древних долин бассейна Дона и Днепра.

В ранне-среднеплиоценовой долине, заложившейся на Окско-Донской равнине после отступления миоценового лимана выделяется (Холмовой, 1993) два аллювиальных комплекса, различающихся по гипсометрии и литологическим особенностям. Их формирование охватывает более 11 миллионов лет и из-за интенсивной боковой эрозии они размещаются на значительной ширине равнины – до 50-100 км. В среднем-позднем плиоцене сформировалась кривоборская долина, локализованная уже в более узкой долине. Ширина древнего потока для разных этапов плиоцена изменяется от 2,5 до 3,5 км при невысоких значениях скоростей течения (от 0,3 до 0,6 м/сек). Приведенные данные характеризуют мощную, но относительно спокойную палеореку, по водности напоминающую современную Волгу, а по скорости течения приближающуюся к современному «тихому» Дону (Холмовой, Глушков, 2001). Тип функционирования этих потоков хорошо согласуется с представлением о расширении долин боковой эрозией в уже упоминавшуюся седиментационную фазу эрозионного цикла. Такой тип деятельности флювиального процесса может вполне удовлетворительно объяснить его роль в формировании аллювиальных равнин.

В целом, можно прийти к выводу, что процесс террасированности долин свойственен всем континентальным режимам, т.к. в ходе развития природы всегда были климатические и ландшафтные изменения более или менее частые и резкие, а на суше текли реки.

Что касается автохтонных россыпей, то в течение позднего кайнозоя сложились наиболее благоприятные с позиции цикличности руслового режима условия для их формирования. Практически потенциально перспективен каждый эрозионный цикл. Однако для действительного формирования россыпей необходимы ещё и другие условия. Поздний кайнозой оказался чрезвычайно значимым периодом, поскольку сложились два наиболее благоприятных фактора - цикличность руслового режима и наличие источников полезных компонентов, а последние не просто в виде коренных пород, а в значительной мере в виде

кор выветривания предшествующей эпохи, формирование которых также было обеспечено *природными условиями*. По фактическим данным в горах известны олигоценые, миоценовые, плиоценовые, плейстоценовые россыпи, пик их продуктивности приходится на миоцен и плиоцен-ранний плейстоцен. На протяжении времени их формирования промежуточные коллекторы уже играли важную роль. А в плейстоцене среди автохтонных россыпей преобладают россыпи, сформированные из промежуточных коллекторов (Постоленко, 1994). При выделении 5 мегаэпох глобального россыпеобразования Н.Г.Патык-Кара (2008) считает, что образование, а также периоды преимущественного распространения в них определенных генетических типов россыпей контролируются этапами орогении и глобальными морфоструктурными обстановками, в то же время указывает, что все типы, в том числе и древние, континентального россыпеобразования связаны с периодами глобального выравнивания и корообразования. Это замечание Н.Г. Патык-Кара, а также согласующиеся с этим изложенные здесь данные свидетельствуют, что при анализе процессов россыпеобразования следует учитывать и ландшафтно-климатический контроль.

Список литературы

- Асеев А.А. 1978. Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры // Геоморфология, №2.
- Величко А.А. 2012. Общие особенности изменений ландшафтов и климата северной Евразии в кайнозое // Эволюционная география: проблемы и решения. с.45-73.
- Горецкий Г.И. 1974. Основные проблемы палеопотамологии антропогена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, №42, с.3-17.
- Гричук М.П., Постоленко Г.А. 1982. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Известия ВГО, т.114, вып.3. с. 215-220.
- Кузьмина Н.Н., Постоленко Г.А. 1995. Хронологическая корреляция процессов седиментогенеза в долинах континента и шельфа // ДАН СССР, том 345, №, с.657-659.
- Макарова Н.В., Суханова Т.В., Акинин Б.Е. 2010. Хронология и положение аллювия в цикловых врезках горных и равнинных рек // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: с.50-52.
- Макарова Н.В., Макаров В.И., Постоленко Г.А., Акинин Б.Е. 2011. Представительность аллювия для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений // Стратиграфия. Геологическая корреляция, том 19, №4, с.89-112.
- Патык-Кара Н.Г. 2008. Седиментогенез и россыпеобразование //Литология и полезные ископаемые, №4, с. 354-363.
- Постоленко Г.А. 1990. Палеогеографические и геоморфологические критерии стратиграфического расчленения четвертичного аллювия // Бюлл комис. по изуч. четвертичного периода. М.: № 59, с.39-47.
- Постоленко Г.А. 198. Новые данные о строении долин горных рек // Геоморфология, №4, с.70-75.
- Постоленко Г.А. 2007. Две категории морфоседиментационной деятельности русловых потоков // Известия РАН, сер. Географич, №3, с.41-48.
- Постоленко Г.А. 1994. Условия формирования и возраст пластов аллювиальных россыпей // Россыпи и месторождения кор выветривания - объект инвестиций на современном этапе. Тезисы X международного совещания. с. 171-172.
- Постоленко Г.А. 2015. Террасо- и россыпеобразование в четвертичное время // Вопросы географии., вып.149, с.461-482.
- Холмовой Г.В. 1974. О развитии плиоценовой и раннеплейстоценовой гидросети в бассейне верхнего Дона // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, №42, с. 89-98.
- Холмовой Г.В., Глушков Б.В. 2001. Неогеновые и четвертичные отложения Среднерусской возвышенности. Воронеж: 220 с.
- Щукина Е.Н. 1959. Континентальные третичные отложения Среднего Урала // Труды ГИН, вып.17, 201 с.
- Patyk-Kara N., Postolenko G. 2004. Structure and evolution of Kolyma river valley from upper stream to continental shelf // Proceeding of the Geologists Association.. vol. 2, pp.8-14.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ МЕТОДАМИ ГИС

М.С. Потахин¹, М.Б. Зобков¹, А.Ю. Тарасов², Д.А. Субетто¹

¹ Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, Россия,

² Институт языка, литературы и истории Карельского научного центра РАН, Россия

GIS-RECONSTRUCTION OF LAKE ONEGO SHORELINE CHANGE IN THE LATE GLACIAL

M.S. Potakhin¹, M.B. Zobkov¹, A.U. Tarasov², D.A. Subetto¹

¹ Northern Water Problems Institute of Karelian Research Centre of the RAS

² Institute of Language, Literature and History of Karelian Research Centre of the RAS

Онежское озеро – второй по величине пресноводный водоем Европы с площадью водной поверхности около 10 000 км². Его котловина расположена в глубокой тектонической депрессии на границе двух геологических структур – Фенноскандинавского (Балтийского) кристаллического щита и Русской плиты. На протяжении плейстоценовых скандинавских оледенений она неоднократно была вместилищем ледниковых потоков, а в межледниковые периоды морских и пресноводных водоемов (Онежское озеро, 2010). В настоящее время существует ряд авторских моделей развития озерной котловины в позднеледниковье (Бискэ и др., 1971; Квасов, 1976; Saarnisto et al., 1995 и др.). Все эти модели по-разному оценивают уровни и размеры Онежского приледникового озера, а также гляциоизостатическое поднятие его берегов.

При помощи современных геоинформационных систем на основе разработанной цифровой модели рельефа котловины водоема и его водосбора была проведена реконструкция изменения береговой линии Онежского озера в позднеледниковье. В качестве основного рабочего инструмента для построения цифровой модели использовалось программное обеспечение фирмы ESRI (ArcGisforDesktop 10.2 с пакетом SpatialAnalysis). Цифровая модель рельефа водосборной территории, созданная на основе USGS STRM DEM с пространственным разрешением 90 м, была взята с Интернет-ресурса «Viewfinder Panoramas» (Ferranti, 2014). Данные о строении котловины получены с навигационных карт Онежского озера. Привязка положения береговой линии и островов осуществлялась при помощи спутниковых снимков пространственным разрешением 50 м. Промеры глубин были оцифрованы в проекции UTM Merkator WGS 84, зона 36 для северного полушария. Расчет сетчатого файла производился в ГИС Surfer 10 с использованием метода Кригинга, шаг сетки составлял 20 м. Цифровые модели рельефа водосбора и котловины озера были совмещены с помощью программы ArcGis, пространственное разрешение получившегося растра составило 90 м. Растр геостатического поднятия рассчитывался путем интерполяции высотных данных трехмерным полиномом 1-й степени с использованием программы Surfer. При этом в качестве входных данных для растра использовалась разность палеоуровня и современного уровня озера. Далее производилось вычитание растра геостатического поднятия из растра водосборной территории, содержащего котловину озера.

Отметки уровня водоема в различные геологические периоды взяты из базы данных PaleoOnego (Гурбич и др., 2016), обобщающей сведения по колонкам донных отложений озер, расположенных в пределах и непосредственной близости границ максимальной стадии развития Онежского приледникового озера. В настоящее время база данных включает описание 60 разрезов донных отложений (по 50 разрезам данные получены из архивных и литературных источников, по 10 – в ходе проведения экспедиционных работ в течение 2014–16 гг.). В качестве исходной концепции для палеореконструкций была принята модель дегляциации котловины Онежского озера, предложенная И. Н. Демидовым (2006). Она включает шесть основных этапов развития котловины озера в позднеледниковье, которые были реконструированы по приведенной выше методике (Потахин и др., 2016).

I этап (начало формирования приледникового водоема). Потепление климата в бёллингском межсезонье обусловило интенсивное таяние ледника, он отступил от краевых образований лужской стадии, и в районе южного побережья современного Онежского озера стал формироваться приледниковый водоем. Возможно, на самых ранних этапах развития Онежское приледниковое озеро входило в систему Верхневолжских озер, для которых был характерен уровень 120-130 м. Около 14,5-14,4 тыс. л.н. произошло открытие стока в бассейн Балтики по долине рек Ошта – Тукша – Оять и снижение уровня водоема (со 120 до 106 м) в результате размыва рыхлых отложений, развитых на пороге стока. Площадь водоема в этот период не превышала 2800 км² (рис. 1).

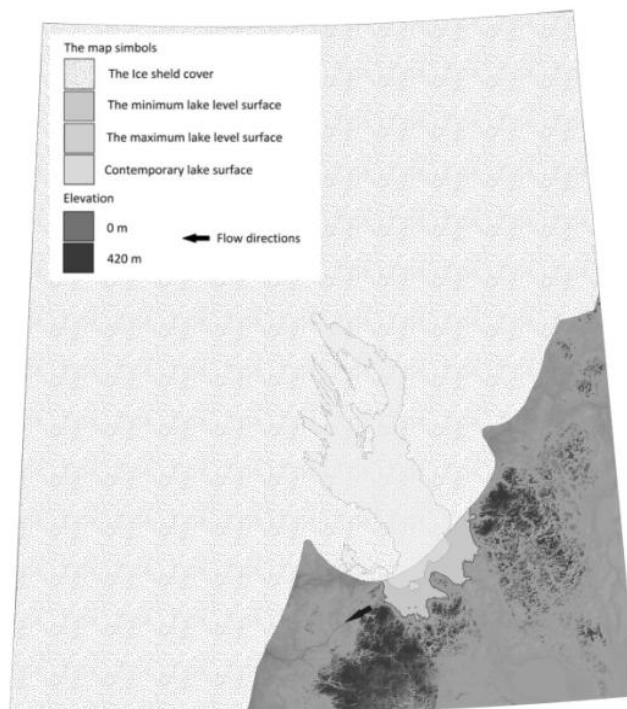


Рис. 1. Начальная стадия формирования Онежского приледникового озера (14,5 тыс. л.н.)

II этап (освобождение котловины озера). Продолжающееся в аллёрде потепление способствовало таянию ледника и постепенному освобождению озерной котловины ото льда. Около 14,3 тыс. л.н. край ледника отступил из долины р. Свири, и водоем получил новый, более низкий порог стока. В результате уровень водоема в южной части упал до 85-75 м и сохранялся на этих отметках на протяжении почти 900 лет. Около 14,0 тыс. л.н. северная часть озерной котловины, включая Заонежский полуостров, все еще была занята льдом. На северо-западе край ледника протягивался вдоль северных границ Шуйской низменности, где в это время существовал приледниковый водоем. Площадь водоема на этом этапе превысила 14 000 км².

III этап (максимальное развитие приледникового озера). К концу аллёрда Онежское приледниковое озеро достигло максимальных размеров и вышло далеко на север за пределы современного водосбора. Край ледника протягивался от северного побережья Ладожского озера к Белому морю, при этом водоем оставался прогляциальным и непосредственно контактировал с краем ледника на западных побережьях Выгозера, Сегозера, Сямозера, Шотозера. Он включал современные озерные котловины Сегозера и Выгозера в пределах абсолютных высот от 140 м на западе до 115 м на востоке, Шуйскую низменность (до отметок 120-130 м) и значительные площади Водлинской и Ивинской низменностей. В районе Медвежьегорска и Петрозаводска уровень водоема достигал 120-125 м, в южном Прионежье – 85-75 м, в этот период на дне водоема отлагались типичные ленточные глины. Площадь водоема в этот период достигла 33 000 км² (рис. 2), превысив современные размеры более чем в три раза.

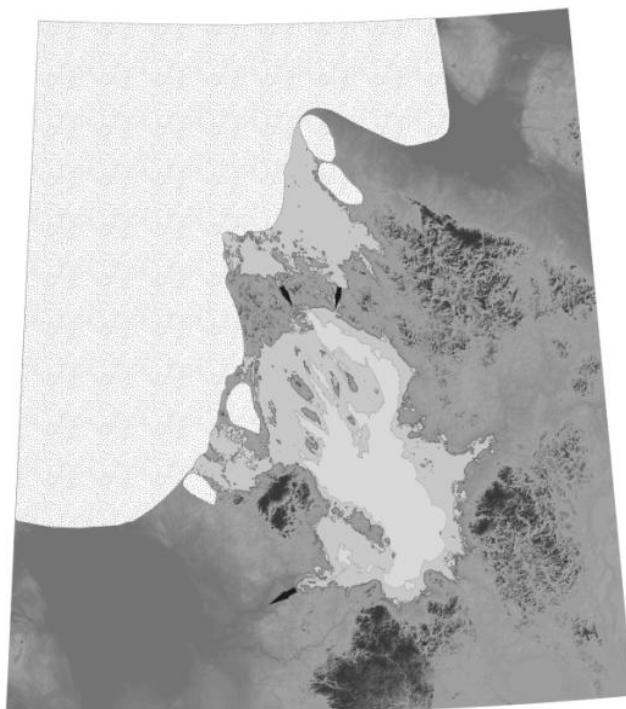


Рис. 2. Максимальная стадия развития Онежского приледникового озера (13,3 тыс. л.н.)

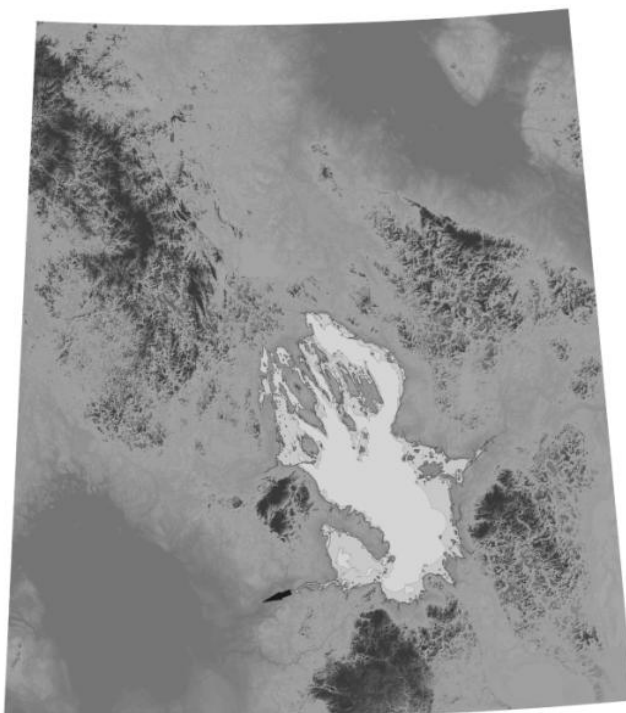


Рис. 3. Регрессия Онежского озера (12,3 тыс. л.н.)

IV этап (I-я регрессия). В конце аллёрда – начале позднего дриаса произошла масштабная регрессия водоема, которая отразилась на строении береговых и донных образований водоема. Она происходила не в один, как предполагалось ранее, а в два этапа. Об этом свидетельствует строение и положение высотных отметок порогов стока и основных флювиогляциальных дельт, а также положение края ледника во время регрессии. На первом этапе озеро получило новый порог стока в котловину Белого моря, его уровень снизился не более чем на 10 м, и определялся высотой порога стока на Онежско-Выгозерском водоразделе. От Онежского приледникового озера отделились котловины Сегозера и Выгозера, площадь водоема сократилась почти в полтора раза до 26 000 км².

V этап (II-я регрессия). На втором этапе водоем получил новый порог стока в Ладожское озеро через северную часть Онежско-Ладожского водораздела. Уровень озера упал примерно на 15 м, после чего на протяжении почти всего позднего дриаса наступил длительный период его стабилизации. Площадь водоема сократилась до 24 000 км². В результате регрессии и кардинальной смены направления течений изменилась гидрохимическая обстановка на границе вода - донные отложения, что вызвало окисление приповерхностного горизонта донных осадков и формирование горизонта розовато-коричневатых ленточных глин («розового» горизонта) мощностью 10-15 см, распространенного практически по всей территории занимаемой приледниковым озером.

VI этап (III-я регрессия). В конце позднего дриаса, после возобновления стока через р. Свирь в Ладожское озеро, произошла очередная регрессия Онежского озера, уже потерявшего связь с отступившим на запад краем ледника. Она вызвала падение уровня водоема примерно на 20 м, что привело к осушению больших площадей в береговой зоне и значительному врезанию рек. Площадь водоема сократилась до 18 000 км² (рис. 3).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00766)

Список литературы

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др. 1971. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: 74 с.

Гурбич В.А., Потахин М.С., Субетто Д.А. 2016. Разработка палеогеографической базы данных PaleoOnego // Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика). Материалы V международной конференции молодых ученых. Том 1, Петрозаводск: с. 185-190.

Демидов И.Н. 2006. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменении его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии, вып. 9, с. 171-182.

Квасов Д.Д. 1976. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: с. 7-40.

Онежское озеро. Атлас. 2010. // Ред. Н. Н. Филатов. Петрозаводск.: 151 с.

Потахин М.С., Субетто Д.А., Зобков М.Б., Тарасов А.Ю., Гурбич В.А. 2016. Реконструкция развития Онежского озера в позднеледниковье ГИС-методами // Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние. Труды международной конференции. Якутск: с. 99-102.

Ferranti, J. Digital Elevation Data. 2014. [Электронный ресурс] // viewfinderpanoramas.orgинформ.-справочный портал. URL: <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>

Saarnisto M., Gronlund T., Ekman I. 1995. Lateglacial of Lake Onega – contribution to the history of the eastern Baltic basin // Quaternary International, vol. 27, pp. 111-120.

РОЛЬ ПИРОГЕННОГО ФАКТОРА В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЭКОСИСТЕМАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

А.В. Протопопов¹, В.В. Протопопова²

¹Академия наук Республики Саха (Якутия), Якутск, Россия, a.protopopov@mail.ru

²Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, Якутск, Россия,
vic.protopopova@yandex.ru

PYROGENIC FACTORS AFFECTING THE LATE PLEISTOCENE ECOSYSTEMS IN THE NORTHEAST ASIA

A.V. Protopopov¹, V.V. Protopopova²

¹Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia)

²Institute for Biological Problems of Cryolithozone, Siberian Branch of RAS

Природные пожары оказывают на современные лесные экосистемы Северо-Востока Азии определяющее влияние. Одной из главных причин этого является то, что в зоне распространения многолетней мерзлоты, процессы накопления мертвой органики в лесах преобладают над ее разложением. При таком установлении экологического равновесия происходит постепенное накопление грубогумусовой подстилки, сопровождаемое интенсивным развитием мхов, что приводит к ухудшению гидротермического режима почв и поднятию уровня мерзлоты (Софронов, Вакуров, 1981). Активизируются процессы заболачивания с постепенной деградацией древостоя, сильно затруднено естественное возобновление лесообразующих пород. Таким образом, климаксовой стадией развития северотаежных лиственничных лесов без учета пирогенного фактора являются заболоченные низкопродуктивные редины с господством зеленых мхов.

Лесные пожары, уничтожая древостой и напочвенный покров, запускают возобновительный сукцессионный процесс, формируя облик современного растительного покрова Северо-Востока Азии. Пирофитность лиственничных лесов обусловлена тем, что само их существование напрямую зависит от периодических пожаров, в ходе которых уничтожаются зеленые мхи, препятствующие лесовозобновительному процессу (Поздняков, 1986). В результате пирогенного воздействия, вместо установления климаксового равновесного состояния в виде зеленомошной лиственничной редины, запускается вторичный сукцессионный процесс, катаклимаксными (Уиттеккер, 1980) формациями которого являются лиственничники с преобладанием плагиотропных и ортотропных кустарничков в напочвенном покрове. Серийные травяные и кустарниковые стадии являются наилучшими кормными и репродуктивными стадиями для многих видов животных таежной зоны.

Пирогенное формирование структур лесных экосистем сказываются не только в северотаежной подзоне, но и в более южных районах. Даурская лиственница (*Larix gmelinii* (Rupr.) + *L. cajanderii* (Mayr.), сосна обыкновенная (*Pinus silvestris* L.), древовидные березы (*Betula pendula* Roth., *B. alba* L. и другие) и осина (*Populus tremula* L.) в силу своих биоэкологических особенностей настолько приспособились к периодически повторяющимся природным пожарам, что получили определенное конкурентное преимущество перед менее огнестойкими елью сибирской (*Picea obovata* Ledeb.), кедром (*Pinus sibirica* Du Tour) и пихтой (*Abies sibirica* Ledeb.) (Шешуков, Громыко, 2008). Оно выражается не только в более динамичном постпирогенном возобновлении светлохвойных и мелколиственных пород, но и в особенностях их морфологического строения, способствующих снижению огневого поражения отдельных деревьев при пожарах слабой интенсивности.

Таким образом, необходимо констатировать, что при гипотетическом прекращении воздействия пирогенного фактора на современные лесные экосистемы Северо-Востока Азии, катаклимаксные лиственничные леса среднетаежной подзоны сменились бы климаксовой темнохвойной тайгой, а севернее суперклимаксными лесотундровыми рединами с господством зеленых мхов в напочвенном покрове.

Широкое распространение лиственных и сосновых формаций на Северо-Востоке Азии, пришедших на смену темнохвойным лесам, происходит в плейстоцене (Гитерман, 1985). Причиной такой смены основных лесообразующих пород, вероятнее всего, были не только макроклиматические изменения, выразившиеся в усилении криоаридных и криогенных тенденций (Величко, 1973), но еще и пирогенные изменения структуры лесных экосистем, наблюдаемые и в настоящее время.

Несмотря на то, что пока не обнаружено прямых доказательств воздействия пожаров на позднеплейстоценовые леса Северо-Востока Азии, при тех климатических параметрах, что реконструируют палеогеографы (Величко, 1973; Палеоклиматы...2009), природные пожары были неизбежны, и вероятнее всего, происходили даже чаще чем сейчас. Об этом же свидетельствует и сам феномен пирофитности лиственничников и сосняков, ставших зональным типом растительности в плейстоцене и продолжающих им оставаться в голоцене.

Возможность возникновения лесных пожаров находится в прямой зависимости от погодных условий, влияющих на наличие влаги в лесных горючих материалах, одними из первостепенных условий формирования которых являются количество осадков и летних температур, что наглядно демонстрируется для разных регионов России (Рис. 1). Крайняя зависимость частоты пожаров от осадков и летних температур из рассмотренных регионов наблюдается в Якутии и в Хабаровском крае, в первом случае наблюдаем максимальное число пожаров, во втором минимальное.

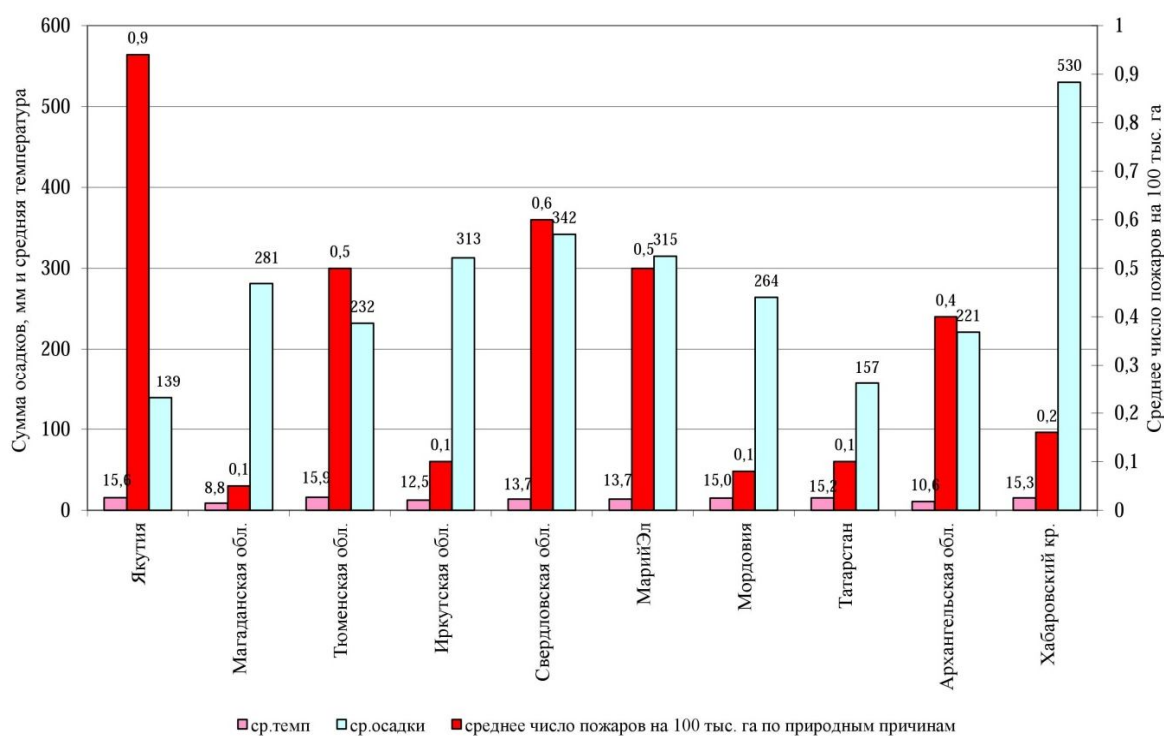


Рис. 1. Зависимость количества пожаров в разных регионах России от осадков и средних летних температур.

Последние исследования указывают на значительное распространение таежных формаций на Северо-Востоке Азии в межледниковья позднего плейстоцена, при том, что средние температуры июля тогда на 2-6°C превышали современные показатели, а количество осадков превышало современные на 100мм (Палеоклиматы..., 2009). Такие расхождения, если смотреть на зависимость количества пожаров от количества осадков и среднелетних температур (Рис.1), влияют на увеличение количества пожаров, так как баланс смещается в сторону иссушения растительных горючих материалов.

В современном растительном покрове Земли не только лиственничники и сосняки являются пирогитным типом растительности, с пирогенезом связаны многие формации, например африканская саванна.

Многие исследователи (Верховская, 1988; Vereshchagin, Baryshnikov, 1992) отмечали конвергентное сходство между экосистемами современной африканской саванны с доминированием африканского слона (*Loxodonta africana* Blum., 1797) и позднего плейстоцена Северо-Востока Азии с господством шерстистого мамонта (*Mammuthus primigenius* Blum., 1799). Сходство африканских саванн и позднелейстоценовых формаций Северо-Востока Азии не ограничивается только фаунистической структурой. В зоне саванн, благодаря пожарам, леса покрывают всего 27% территории Африки, хотя потенциально могли бы распространиться на 56% (Bond et al, 2005). Современные саванны являются катаклимаксным типом растительности, стабилизировавшимся на травяной стадии сукцессионного процесса благодаря периодическому воздействию природных пожаров и стравливанню крупными стадными растительноядными животными, уничтожающими деревья и кустарники. Например, слоны уничтожают до 30% взрослых деревьев в местах своего обитания, способствуя расширению злаковников и не давая разрастаться лесам (Насимович, 1975). Схожий процесс зоогенной стабилизации постпирогенного сукцессионного процесса на луговой стадии, способствовавший распространению высокопродуктивных травяных сообществ, мог происходить и в позднем плейстоцене на Северо-Востоке Азии.

Интродукция лесного бизона (*Bison bison athabascaе* Rhoads, 1897) в Якутии, начатая в 2006 году, позволила провести наблюдения за влиянием выпаса крупных растительноядных животных в естественных условиях. Было установлено, что бизоны наносят большой ущерб молодым лиственным и хвойным деревьям, а также кустарникам посредством многократного откусывания верхушечных побегов, после которого растения массово высыхали, что вело к расширению луговых участков (Сафронов и др., 2011). Олуговение лесных участков, также часто происходит вблизи поселков, где выпас крупного рогатого скота способствует развитию луговых и сорных трав с одновременной деградацией древесных и кустарниковых пород.

Зоогенные причины формирования злаковников взамен деструкции лесных участков, а также стабилизации постпирогенных сукцессий на травяной стадии, могли при определенных климатических условиях и соответствующей плотности крупных растительноядных животных привести к формированию и существованию неопределенно долгое время обширных площадей луговых сообществ.

Но все же именно пожары вероятнее всего являлись одним из важнейших преобразующих абиотических факторов в позднелейстоценовых биоценозах, где климатически обусловленным типом зональной растительности должны были являться лесные формации. Постпирогенные сукцессии, стабилизированные на травяной стадии вследствие воздействия зоогенного фактора, и сформировали те высокопродуктивные пастбища, которые служили кормовой базой для гигантских и крупных растительноядных животных позднего плейстоцена.

Резкие колебания климата на границе плейстоцена и голоцена повлекли за собой радикальные изменения в растительном покрове, вызвали перестройку растительных зон (Эволюция..., 2008). В этот период отмечается широкое распространение лесных фитоценозов вместо травяных плейстоценовых сообществ, а на севере формируется тундра (Гитерман, 1985). Тогда же происходит распад мамонтового фаунистического комплекса, сопровождаемый вымиранием мамонтов, шерстистых носорогов, бизонов и других крупных животных на Северо-Востоке Азии.

Но вряд ли только климатические колебания могли повлиять на общий облик ландшафтов Северо-Востока Азии. В термохроны плейстоцена среднегодовые температуры повышались на гораздо большие показатели, чем в бореальное время голоцена (Палеоклиматы..., 2009). Скорее всего, действовал комплекс факторов, одним из которых

были природные пожары. При общем потеплении климата, что произошло на рубеже плейстоцена и голоцена, должно было произойти увеличение количества пожаров, так как повышение средних температур воздуха положительно коррелируется с повышением значения комплексного показателя пожарной опасности (Курбатский, 1964). Однако бореальный период голоцена характеризуется более влажным и более холодным летом, чем в настоящее время (McDonald et al, 2012; Nazarova et al, 2013), в это же время озера в Центральной Якутии являются наиболее полноводными, что также свидетельствует о большей влажности и большем количестве осадков (Pestryakova et al, 2012). Таким образом, баланс иссушающих и увлажняющих факторов в бореальное время голоцена мог сместиться в сторону увлажнения растительных горючих материалов, несмотря на общее повышение температуры.

Состояние растительных горючих материалов зависит от количества и продолжительности осадков, температуры воздуха, его относительной влажности, частоты выпадения осадков, длительность теплых дней и других факторов.

В.Г. Нестеровым (1949), была разработана шкала определения горимости лесного напочвенного покрова, согласно которой выделялось пять классов пожарной опасности.

Показатель Нестерова (КПОН) отражает баланс иссушающих и увлажняющих факторов:

$KПОН = \sum t(t-\tau)$, где τ температура точки росы, t -температура воздуха.

Согласно показателю Нестерова было выделено пять классов пожарной опасности (Таблица 1.)

Таблица 1. Шкала пожарной опасности в лесу по условиям погоды (по ГОСТ Р 22.1.09-99)

Класс пожарной опасности по условиям погоды	Значение комплексного показателя	Степень пожарной опасности
I	0 – 300	Отсутствует
II	301 – 1000	Малая
III	1001 – 4000	Средняя
IV	4001– 10 000	Высокая
V	>10 000	Чрезвычайная

Если отталкиваться от шкалы пожарной опасности (Таблица 1), то установившиеся на рубеже плейстоцена и голоцена климатические факторы могли обусловить отсутствие, либо малую вероятность возникновения и распространения лесных пожаров, что соответствует значению показателя Нестерова меньше 1000 единиц. Как, например, в Хабаровском крае (рис.1), где высокое количество осадков в летнее время сильно снижает опасность возникновения лесных пожаров.

Таким образом, распад мамонтового фаунистического комплекса мог быть связан с масштабной перестройкой раннеголоценовых биоценозов, когда вследствие увеличения влажности воздуха и количества осадков, при относительно холодных летних температурах (Величко, 1973) воздействие пирогенного фактора было сведено к минимуму. Это привело тому, что стабилизированные на травяной стадии постпирогенного сукцессионного процесса луговые сообщества, в позднем плейстоцене являвшиеся фактически зональным типом растительности, сильно сократили свои площади, уступив свое место лесным формациям.

Впоследствии, после атлантического времени, когда количество природных пожаров на Северо-Востоке Азии возросло, из-за вымирания крупных и гигантских растительноядных животных некому стало стабилизировать сукцессии на травяных стадиях. Мамонтовые ландшафты, существовавшие в течение всего плейстоцена, благодаря комплексному воздействию климатических, пирогенных и зоогенных факторов, в настоящее время не могут быть воссозданы из-за отсутствия в современных экосистемах Северо-Востока Азии мамонтов, бизонов и других крупных растительноядных млекопитающих.

Работа выполнена в рамках проектов VI.52.2.8 и II.2П/VI.52-3 программ фундаментальных исследований Президиума РАН

Список литературы:

- Величко А.А. 1973. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 254 с.
- Верховская Н. Б. 1988. Мамонтовые экосистемы и причины их исчезновения // Журнал общей биологии, 49, № 1, с. 70—83.
- Гитерман Р.Е. История растительности северо-востока СССР в плиоцене и плейстоцене. – М., Наука, - 1985. - 91 с.
- Курбатский Н.П. 1964. Возникновение лесных пожаров. М.: Наука, 60 с.
- Насимович А.А. 1975. Африканский слон. М.: Наука, 55с.
- Нестеров В.Г. 1949. Горимость леса и методы ее определения. М.: Гослесбумиздат, 76с.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография. 2009. // Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 120с.
- Поздняков Л.К. 1986. Мерзлотное лесоведение. Новосибирск: Наука, СО, 192с.
- Сафронов В.М., Сметанин Р.Н., Степанова В.В. 2011. Интродукция лесного бизона (*Bison bison athabasca* Rhoads, 1897) в Центральной Якутии // Российский журнал биологических инвазий, № 4, с.50 – 71.
- Софронов М. А., Вакуров А. Д. 1981. Огонь в лесу. Новосибирск: Наука, СО, 128с.
- Уиттеккер Р. 1980. Сообщества и экосистемы. М.: изд-во Прогресс, 326с.
- Шешуков М.А., Громыко С.А. 2008. Влияние пирогенного фактора на формирование лесов в различных зонально-географических условиях Дальнего Востока // Вестник ТОГУ, № 1 (8). с. 21-26.
- Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24 – 8 тыс.л.н.) 2008. // Ред. А.К. Маркова, Т. ван Кольфсхоттен. М.: Тов-во научных изданий КМК, 556с.
- Bond W., Woodward F., Midgley G. 2005. The global distribution of ecosystems in a world without fire // New Phytologist, v.165, N 2, pp. 525-538.
- MacDonald G., Beilman D., Kuzmin Y., Orlova L., Kremenetski K., Shapiro B., Wayne R., Van Valkenburgh B. 2012. Pattern of extinction of the woolly mammoth in Beringia // Nature Communnications 3: 893 doi:10.1038/ncomms1881.
- Nazarova L., Lupfert H., Subetto D., Pestryakova L., Diekmann B. 2013. Holocene climate conditions in central Yakutia (Eastern Siberia) inferred from sediment composition and fossil chironomids of Lake Temje // Journal of Quaternary International, v. 290-291, pp. 264-274.
- Pestryakova L., Herzschuh U., Wetterich S., Mathias U. 2012. Present-day variability and Holocene dynamics of permafrost-affected lakes in central Yakutia (Eastern Siberia) inferred from diatom records // Quaternary Science Reviews, N51, pp. 56-70.
- Vereshchagin N. K., Baryshnikov G.F. 1992. The ecological structure of the «Mammoth Fauna» in Eurasia // Annales Zoologici Fennici, vol. 28, pp. 253–259.

**ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЙ УСЛОВИЙ
ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНТАРКТИДЫ ПО ДАННЫМ
ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА**

З.В. Пушина

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия, musatova@mail.ru

**METHODOLOGY OF PALAEOLOGICAL INTERPRETATION
OF THE QUATERNARY DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF ANTARCTICA BASED
ON DIATOM RECORDS**

Z.V. Pushina

The All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean

Изучение диатомовых водорослей в четвертичных отложениях Антарктиды и Южного океана помогает реконструировать историю морских и ледниковых событий, а также восстанавливать разнообразие природных палеоэкологических обстановок. Наличие среди диатомей ряда экологических группировок позволяет активно использовать данную группу организмов при восстановлении фациальных условий осадконакопления. Незначительный горизонтальный снос панцирей диатомей при погружении их на дно в некоторых районах

Южного океана обуславливает возможность определения их ареалов в поверхностном слое донных осадков (Burckle et al., 1987; Harris et al., 1998; Пушина, 2001).

Результаты изучения диатомовых водорослей из огромного количества проб твердой взвеси из поверхностного слоя и толщи воды, а также проб донных осадков, собранных в четырех рейсах д/э «Обь» (1955-1959) в южных частях Индийского и Тихого океанов, отражены в работах А.П. Жузе и соавторов (Жузе, и др., 1962, 1963), а также О.Г. Козловой (Козлова, 1964). Исследования советских диатомистов являются основополагающими при изучении антарктических диатомей и их экологических характеристик, а работа А.П. Жузе, Г.С. Королевой и Г.А. Нагаевой «Стратиграфические и палеогеографические исследования в Индийском секторе Антарктики» (1963) – первый в мире опыт биостратиграфического расчленения четвертичных и голоценовых донных осадков Южного океана, основанный на использовании установленных ими же видов-индикаторов условий осадконакопления. Главной особенностью антарктической диатомовой флоры является большое количество эндемичных диатомовых видов, новые виды которых ученые описывают до сих пор.

Флористический состав диатомей и численность их в антарктических водах определяются в первую очередь гидрологическими, и, в частности, ледовыми, условиями отдельных крупных областей. Важными рубежами в их распространении являются фронтальные зоны антарктической дивергенции и антарктической конвергенции. От их положения в целом зависит общая картина распределения диатомей в антарктических водах. Ледовый фактор – главный, контролирующий развитие особенно ледово-морских диатомей. Антарктические неритические и ледово-морские диатомеи развиваются в период вскрытия морских льдов, среди полыней и на кромке льда. Неритические и сублиторальные диатомеи бурно развиваются в начале весеннего периода, сроки которого в антарктической зоне ограничиваются обычно одним месяцем (ноябрь). Сублиторальные (бентосные) виды в большинстве своем относятся к stenothermным, наиболее холодолюбивым компонентам антарктических диатомей (Krebs, 1983). Океанические диатомеи развиваются преимущественно в удаленных от берега районах, сроки их развития сдвигаются к летнему и летне-осеннему сезонам, когда происходит некоторый прогрев поверхностных вод.

Некоторые особенности интерпретации данных диатомового анализа для восстановления палеоэкологических обстановок позднего плейстоцена мы рассмотрим на примере изучения донных отложений в заливе Прюдс (Восточная Антарктика).

1. Очень суровые климатические условия, длительный ледостав в антарктических водоемах (до 9 месяцев) и в водоемах антарктических оазисов определяет монодоминантность диатомовых комплексов: как правило, доминирует один вид с процентным содержанием от 70 до 98% от общего состава диатомового комплекса, одна или две субдоминанты (до 10-12%) и сопутствующие виды диатомей (0,3-5%). Подобная картина наблюдается при формировании диатомовых биоценозов в экстремальных условиях – в нашем случае это длительный ледовый покров и низкая температура воды. Это, без сомнения, общие закономерности формирования диатомовых ассоциаций прибрежной зоны Антарктики (Leventer and Dunbar, 1988; Leventer, 1991; Pushina et al., 1997; Cremer and Wagner, 2004, Пушина, 2009 и др.). Изменения палеоклиматических и палеоокеанологических условий отражаются в смене доминирующих видов диатомей и в составах субдоминантных групп. Так, в одной из самых «южных» колонок 3215 (69°07' ю.ш.; 75°51' в.д.; глубина моря 647 м; длина колонки 203 см) (рис. 1), поднятой в Канале Свеннер в заливе Прюдс, установлены три экозоны, определенные в первую очередь по доминирующим видам: ледово-морскому *Fragilariopsis curta* и открыто-морскому *Thalassiosira margaritae*, характеризующие холодноводные и более тепловодные условия развития диатомовой флоры соответственно.

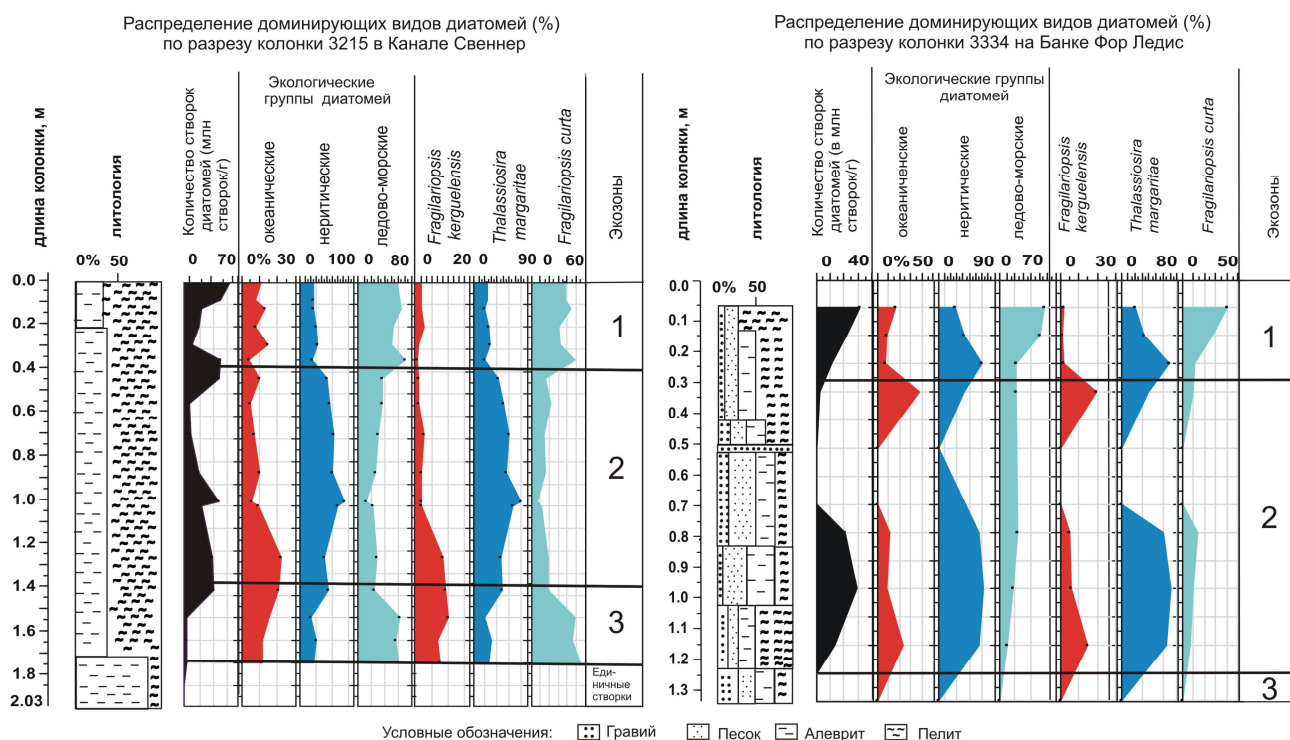


Рис. 1. Распределение доминирующих диатомовых водорослей по разрезам колонок донных отложений 3215 и 3334 в заливе Прюдс (Восточная Антарктика)

2. Динамика ледниковых покровов Антарктиды оказывает значительное воздействие на процессы осадконакопления и формирование танатоценозов диатомей в позднем плейстоцене. При значительных потеплениях наблюдаются выдвигания ледниковых языков в прибрежные зоны морей, что препятствует массовой вегетации или даже отсутствию таковой (например, в маленьких озерах оазисов), а также значительное снижение солености и температуры воды при таянии этих ледниковых языков. В осадках в этих случаях мы не увидим богатых комплексов диатомей или их отсутствие, что может быть проинтерпретировано как похолодание климата. На самом же деле потепление, как правило, стимулирует движение ледниковых покровов и усиление таяния, и только для какой-то локальной территории может являться ухудшением климата. Например, в заливе Прюдс, в районе мелководной банки Фор Ледис (рис. 1) в разрезе колонки 3334 (67°50' ю.ш.; 77°16' в.д.; глубина моря 385 м; длина колонки 137 см) в отложениях среднего голоцена в ледово-морском диамиктоне обнаружены бедные диатомовые комплексы, в то время как выше- и нижележащие осадки, сложенные преимущественно пелитом, содержат богатые диатомовые ассоциации.

В изученных колонках донных отложений в других районах залива Прюдс в этот период по данным диатомового анализа отмечается время относительно тепловодное, оптимальное для развития диатомовой флоры (Taylor and Leventer, 2003; Пушина, 2009). Таким образом, правильнее предположить, что южные районы Банки Фор Ледис находились под влиянием действия спустившегося с материка покровного ледника или с интенсивной ледниковой разгрузкой, но не вследствие общего похолодания климата в период осадконакопления. Подобная картина, по нашему мнению, имеет место и в других прибрежных районах Южного океана и в оазисах (Melles et al., 1997). Поэтому нужно осторожно делать глобальные выводы, оперируя данными только по одной колонке, как бы хорошо она ни была обработана не только на микропалеонтологический анализ, но и другими инструментальными методами.

3. На формирование диатомовых танатоценозов большое влияние оказывает процесс растворения панцирей диатомовых водорослей при погружении их на дно. По данным О.Г. Козловой (1964) в открытых районах южного сектора Индийского океана в донных осадках сохраняется свыше 80% панцирей диатомей. Наибольшие потери при растворении

обнаружены при погружении ледово-морских диатомей. Это тоже важный фактор при реконструкции палеоэкологических условий в районах с длительными ледовыми покровами, в которых именно ледово-морские виды диатомей первыми начинают развиваться и в весенний период, безусловно, доминируют. При сравнении современных планктонных диатомовых комплексов в заливе Прюдс с диатомовыми комплексами из верхнего слоя осадков Д. Стоквелл и другие (Stockwell et al., 1991) отмечают полное отсутствие в осадках преобладающих в биоценозах ледово-морских видов *Nitzschia closterium*, *Chaetoceros neglectus*, *Ch. flexuosus* и *Tropidoneis* sp.

Значительное растворение происходит при преодолении тонкопанцирными створками диатомей бескислородной зоны водоемов. По данным А. McMinn (McMinn, 1995), слабоокремненные створки ледово-морских видов диатомовых водорослей, таких как, например, *Entomoneis kjellmanii*, *Nitzschia closterium*, *N. stellata* подвержены полному растворению при прохождении этой зоны, не достигая дна водоема. И только грубопанцирные диатомеи успешно преодолевают ее и доминируют в танатоценозах.

4. В открытых прибрежных районах Антарктики на развитие диатомовой флоры влияют изменения палеоокеанологии и общей гидрологии водоемов. Так, в осадках залива Прюдс границу между ранним и средним голоценом можно относительно уверенно проводить по резкому снижению количества океанических видов, прежде всего, *Fragilariopsis kerguelensis*, что объясняется значительным водообменом с океаном в раннем голоцене, внедрением более теплых океанических вод, приносящих океанические виды диатомей, не являющихся доминирующими в биоценозах прибрежных районов Антарктики. В последующем периоде в танатоценозах преобладает неритический вид *Thalassiosira margaritae*, типичный диатомовый неритический вид антарктической прибрежной зоны (рис. 1).

5. Особенностью формирования танатоценозов в районах с сильными донными течениями является преобладание грубопанцирных створок диатомей. Так, например, ледово-морской грубопанцирный диатомовый вид *Eucampia antarctica*, составляющий в современном планктоне залива Прюдс от 0.9 до 0.1% от общего состава комплекса (Kang and Fryxell, 1991), в некоторых районах (например, в отложениях Канала Прюдс в заливе Прюдс) в донных отложениях входит в субдоминантную группу. Это происходит вследствие сноса сильными донными течениями тонкопанцирных видов, нередко доминантных. Являясь видами криофилами, их преобладание в диатомовых комплексах может ошибочно интерпретироваться как увеличение ледовитости морского водоема и похолодания климата. В то же время, благодаря своей хорошей сохранности в осадках диатомовый вид *Eucampia antarctica*, широко используется в позднечетвертичных биостратиграфических построениях, в частности, Л. Баркл (Burckle, 1984a, 1984b) использует этот вид в своих палеогеографических реконструкциях, считая его показателем ледниковых эпох.

Формирование стационарных полыней в морских заливах, которые позволяют диатомеям развиваться и сохраняться в отложениях в периоды относительных похолоданий в голоцене (Leventer and Dunbar, 1988), в палеоинтерпретациях могут быть использованы как показатели потепления климата, хотя общий тренд температур в эти периоды в других районах Южного океана свидетельствует о его суровости.

Автор приводит эти некоторые примеры особенностей палеоинтерпретаций, основанных на изучении диатомовых водорослей, которые в отдельных районах Южного океана и в антарктических оазисах являются фактически одной группой микрофоссилий, участвующих в реконструкции палеогеографических обстановок позднего плейстоцена. И это исследование может помочь в объективности заключений о палеогеографической, палеотемпературной и палеоокеанологической обстановках.

Список литературы:

Жузе А.П., Королева Г.С., Нагаева Г.А. 1962. Диатомовые водоросли в поверхностном слое осадков Индийского сектора Антарктики // Труды Ин-та океанологии АН СССР, том 61, с. 19-92.

- Жузе А.П., Королева Г.С., Нагаева Г.А. 1963. Стратиграфические и палеогеографические исследования в Индийском секторе Антарктики // Океанологические исследования. № 8, с. 137-161.
- Козлова О.Г. 1964. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики // М.: Наука, 167 с.
- Пушина З.В. 2001. Распределение панцирей диатомовых водорослей в поверхностном слое осадков залива Прюдс, Восточная Антарктика // Биостратиграфия мезозоя и кайнозоя некоторых районов Арктики и Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеологияс, с. 71-80.
- Пушина З.В. 2009. Комплексы диатомовых водорослей в позднечетвертичных донных отложениях залива Прюдс (Восточная Антарктика) и их биостратиграфическое значение // Арктика и Антарктика, СПб.: ААНИИ, № 2 (82), с. 139-152.
- Burckle, L. H. 1984a. Ecology and paleoecology of the marine diatom *Eucampia antarctica* (Castracane) Manguine // Mar. Micropaleontol, vol. 9.– pp. 77-86.
- Burckle, L. H. 1984b. Diatom distribution and paleoceanographic reconstruction in the Southern Ocean – present and Last glacial maximum // Mar. Micropaleontol., vol. 9. pp. 241-261.
- Burckle, L. H., Jacobs, S. S., McLaughlin, R.B. 1987. Late austral spring diatom distribution between New Zealand and the Ross Ice Shelf, Antarctica: hydrographic and sediment correlations // Micropaleontology, vol. 33, pp. 74-81.
- Cremer H. and Wagner B. 2004. The Holocene climate of the Amery Oasis (East Antarctica) based on the geochemical and diatom record in lake sediments // 18th International Diatom Symposium, Miedzyzdroje, Poland, 2-7 September / Abstracts, 210 p.
- Kang S.-H. and Fryxell G.A. 1991. Most abundant diatom species in water column assemblages from five Leg 119 Sites in Prydz Bay, Antarctica: distributional patterns // Proc.ODP, Sci.Results, 119, College Station, TX (Ocean Drilling Program), J. Barron, B. Larsen et al., ed., pp. 645-666.
- Krebs, W. N. 1983. Ecology of neritic marine diatoms, Arthur Harbor, Antarctica // Micropaleontology, vol. 29, № 3, pp. 267-297.
- Harris P.T., Taylor F., Pushina Z., Leitchenkov G., O'Brien P.E., Smirnov V. 1998. Lithofacies distribution in relation to the geomorphic provinces of Prydz Bay, East Antarctica // Antarctic Science, vol. 10, № 3, Ppp 227-236.
- Leventer A and Dunbar R.B. 1988. Recent diatom record of McMurdo Sound, Antarctica: Implications for history of sea ice extent // Paleoceanography. vol.3 (3), pp. 259-274.
- Leventer A. 1991. Sediment trap diatom assemblages from the northern Antarctic Peninsula region // Deep Sea Res, vol. 38 pp. 1127-1143.
- McMinn A. 1995. Comparison of diatom preservation between oxic and anoxic basins in Ellis Fjord, Antarctica // Diatom Research, vol. 10, № 1, pp. 145-151.
- Melles M., Kulbe T., Verkulich S.R., Pushina Z.V., Hubberten H.-W. 1997. Late Pleistocene and Holocene Environmental history of Bunger Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments. In Ricci, C.A. (ed.). The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Siena, Terra Antarctica Publication, pp. 809-820.
- Pushina Z.V., Kolobov D.D., Druzhinina N.I. Biostratigraphy and paleoecology of the bottom sediments in Prydz Bay // In Ricci, C.A. (ed.). The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Siena: Terra Antarctica Publication, - 1997. – P. 869-874.
- Stockwell D. A., Kang S.-H., Fryxell G. A. 1991. Comparisons of diatom biocoenoses with Holocene sediment assemblages in Prydz Bay, Antarctica // Proc. ODP, Sci. Results, 119, College Station, TX (Ocean Drilling Program), J. Barron, B. Larsen et al., eds. p. 677-673.
- Taylor F. and Leventer A. 2003. Late Quaternary palaeoenvironments in Prydz Bay, East Antarctica: interpretations from marine diatoms // Antarctic Science, vol. 15, № 4, p. 512-521.
-

ДВИНСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ. НОВЫЕ ДАННЫЕ

Т.Ю. Репкина¹, Н.Е. Зарецкая², О.С. Шилова¹

¹МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия, t-repkina@yandex.ru, o.olyunina@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва, Россия, n_zaretskaya@inbox.ru

NEW DATA ON THE WHITE SEA DVINA BAY DEVELOPMENT IN THE EARLY HOLOCENE

T.Yu. Repkina¹, N.E. Zaretskaya², O.S. Shilova¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

В работе представлены новые данные о геоморфологическом строении и истории участка Зимнего берега Двинского залива Белого моря (рис. 1). На основании оригинальных материалов и литературных данных предпринята попытка реконструкции раннеголоценового (10-7 тыс. ¹⁴C лет, ~11.5-8 тыс. кал. лет) этапа развития побережья и дна залива, темпов вертикальных движений и хода изменений уровня моря.

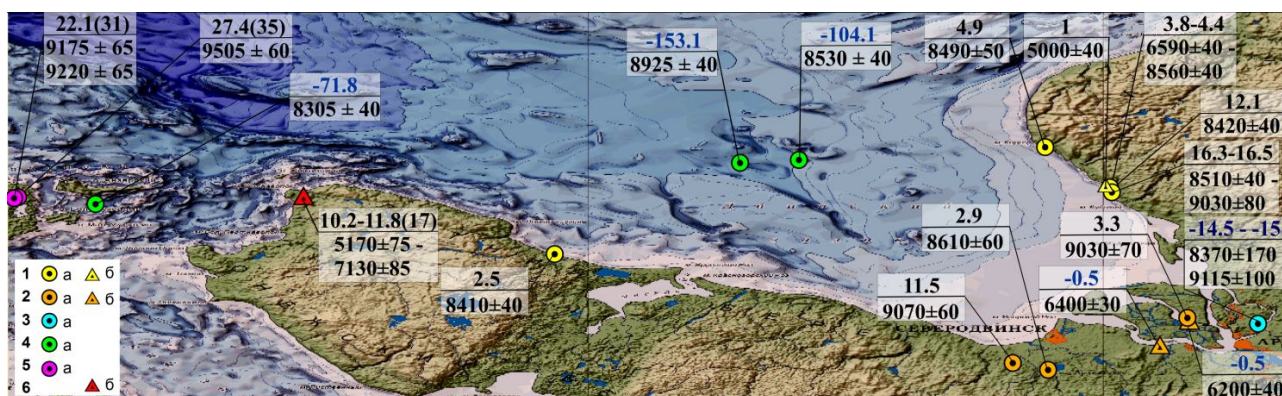


Рис. 1. Положение датированных разрезов и скважин

Условные обозначения: 1 – по результатам полевых исследований авторов; по литературным данным: 2 – Zaretskaya et. al, 2011; 3 – Кошечкин, 1977, Барановская и др., 1977; 4 – Полякова и др., 2014; 5 – Субетто и др., 2012, 6 – Репкина, Романенко, Шиловцева, 2014; радиоуглеродный возраст: а – раннеголоценовый, б – среднеголоценовый. Цифрами показаны: числитель: положение датированного горизонта и порога стока озер (в скобках) относительно уровня моря (м); знаменатель – радиоуглеродные даты (см. табл. 1). Картографическая основа – фрагмент цифровой модели рельефа Белого моря (Никифоров, Кошель, Фроль, 2012).

Двинский залив – один из четырех крупнейших заливов Белого моря, вдается в сушу с СЗ на ЮВ на 100 км, сужаясь от 130 км на границе с глубоководным Бассейном и Горлом до 50 км в вершине, занятой дельтой р. Северная Двина. С северо-востока залив ограничен Зимним берегом, относительно высоким, преимущественно абразионным, а с ЮЗ – Летним берегом с чередованием абразионных и аккумулятивных террас. Глубины дна плавно нарастают к СЗ от 50 до 100 м. Борта отчетливы, ассиметричны, относительно приглубы, вершина – предустьевое взморье р. Сев. Двина – мелководна (до 20 м). На развитие рельефа района в поздне- и послеледниковье влияли: 1) приуроченность залива к блоковым структурам Кандалакшско-Двинского грабена, до настоящего времени сейсмически активного (Авенариус, 2004), 2) сложный рисунок дифференцированных движений; 3) системы моренных построек последнего оледенения, морфологически отчетливые на суше и акватории; 4) мощный сток р. Сев. Двина – главного источника терригенных наносов Белого моря; 5) динамика уровня моря, как результат сочетания эвстатических, гляциоизостатических и тектонических процессов; 5) климатические изменения, проявившиеся в смене режимов ледового покрова, волнения, приливных течений, устьевых процессов, обстановок морфолитогенеза.

Таблица 1

Даты, использованные в тексте

Название/номер разреза	Источник	Высота над уровнем моря, м	Глубина отбора, м	Высота над уровнем моря, м: числитель - образца, знаменатель - порога стока озер	Радиоуглеродный возраст	Номер образца	Калиброванный возраст, л.н., 1 s	Широта	Долгота
278	данная публикация	8.5	6.02-6.12	2.5/-	8410±40	ГИН-15009	9418-9488	64.89562	37.87187
874	данная публикация	10	5.64-5.65 - 6.18-6.19	3.8-4.4/-	8560±40 - 6590±40	ГИН-15248 - ГИН-15252	9518-9548 7438-7507	65.15370	40.02601
875	данная публикация	14	1.92-1.93	12.1/-	8420±40	ГИН-15253	9427-9492	65.15307	40.02647
876	данная публикация	19.3	2.8-2.81 - 2.97-2.98	16.3-16.5/-	9030±80 - 8510±40	ГИН-15254, ГИН-15255	10135-10266; 9492-9532	65.13458	40.03441
742	данная публикация	5.5	0.61-0.66	4.9/-	8490±50	ГИН-15246	9479-9529	65.31027	39.77497
605	данная публикация	2	0.96-1.01	1/-	5000±40	ГИН-15244	5658-5749	65.16685	40.01289
скв. 6062	Полякова и др., 2014	-71	0.8	-71.8/-	8305 ± 40	KIA-32832	9276-9407	65.09000	36.09000
скв. 6050	Полякова и др., 2014	-101	3.055	-104.1/-	8530 ± 40	KIA-32835	9499-9537	65.26000	38.82000
скв. 7163	Полякова и др., 2014	-149	4.035	-153.1/-	8925 ± 40	KIA-33462	10123-10181; 9937-9993	65.25000	38.59000
Солза	Zaretskaya et. al, 2011	14	2.5-2.6	11.5/-	9070±60	ГИН-14158	10190-10270	64.47188	39.64941
Кудьмозеро	Zaretskaya et. al, 2011	5	2.1-2.25	2.9/-	8610±60	ГИН-14007	9530 - 9630	64.44381	39.78779
Круглый мох	Zaretskaya et. al, 2011	8	4.7-4.8	3.3/-	9030±70	ГИН-14165	10150-10260	64.64880	40.32576
скв. К-2	Кошечкин и др., 1977, Барановская и др., 1977	2.5-3	17.25-17.7	-14.5 - -15.0/-	9115±100 - 8370±170	Tln-125, Tln-126	10190- 10420 - 9230 - 9530	64.62470	40.60065
оз. Верхнее Зеленое	Субетто и др., 2012	35	7.595-7.6	27.4/ 35	9505 ± 60	Hela-1936	10680-10801; 10955-11068	65.11500	35.78667
оз. Большое Зеленое	Субетто и др., 2012	31	8.86-8.87	22.1/ 31	9220 ± 65 - 9175 ± 65	Hela-1934, Hela-1935	10279-10435 - 10247-10406	65.11333	35.77167
о. Никольский	Zaretskaya et. al, 2011	0.9	1.36-1.38	-0.5/-	6200±40	ГИН-14170	7020 - 7130	64.63778	40.33356
Рикаси́ха	Zaretskaya et. al, 2011	3	3.5-3.51	-0.5/-	6400±30	ГИН-13376	7280 - 7330	64.54607	40.22030
скв. 054	Репкина, Романенко, Шиловецца, 2014	15.8	4.0-4.1 - 5.6-5.7	10.2 - 11.8/ 17	7130±85 - 5170±75	ГИН-15012a, ГИН-15013a	7914-8023 - 5879-6001	65.12204	36.89469

До настоящего времени нет единого мнения относительно этапов и условий развития рельефа залива в позднеледниковье – голоцене, недостает хронологических данных.

Четвертичная геология Беломорья относительно хорошо изучена. Представления о строении разреза и этапах развития региона обобщены в монографиях (Невесский и др., 1977, Каплин, Селиванов, 1999, Система..., 2010) и комплексах ГГК масштабов 1:200000 (1999а, б) и 1:1000000 (2010). Созданы схемы климатостратиграфического расчленения, более детальные для шельфа, чем для суши (Спиридонов, Рыбалко, 1986). Однако возраст отложений был подтвержден лишь единичными датами (Кошечкин и др., 1977, Барановская и др., 1977, Государственная..., 1999а). В последние годы по более чем 80-ти радиоуглеродным датам, охватывающим период с ~9 тыс. ¹⁴C лет назад по наше время, реконструирована история формирования дельты Северной Двины и о. Мудьюг (Zaretskaya et. al, 2011, Шевченко и др., 2012). Получены АМС-даты из скважин в устье Двинского залива и у о. Анзер (Полякова и др., 2014), на ряде участков определен возраст морских террас (Субетто и др., 2012, Репкина и др., 2014). Однако, как на побережье залива, так и внутри него не встречен органогенный материал старше ~9300 ¹⁴C лет назад; таким образом, для позднеледниковья и перехода к голоцену радиоизотопных данных для исследуемой территории нет.

Режим вертикальных движений района оценивается как: 1) слабое поднятие Летнего берега; погружение акватории, дельты и Зимнего берега (Победоносцев, Розанов, 1971, Никонов, 1977, Никонов, Шварев, 2013). Так же распределены темпы современных вертикальных движений по уровнемерным данным, при этом Зимний берег не обеспечен наблюдениями (Гидрометеорология..., 1991; Инжебейкин, 2003); 2) слабое поднятие берегов, большее для Летнего берега; слабое погружение дельты, умеренное – для дна залива (Невесский, 1977; Авенариус, 2004). Для отдельных участков побережья залива и сопредельных районов на основе датирования отложений террас восстановлены: поднятие о. Бол. Соловецкий – 2-3 мм/год (Субетто, 2012) и СЗ берега Онежского п-ова – ~ 3 мм/год (Репкина и др., 2014), стабильность дельты р. Сев. Двина (Zaretskaya et. al, 2011). По геоморфологическим данным поднятие Летнего берега в районе Унской губы было не более 1-2 мм/год (Сафьянов, Репкина, 2013).

Неоднозначно интерпретируется и динамика уровня моря. В 1960-90-х годах на основе изучения разрезов суши (Плешивцева, 1977; Барановская и др., 1977), акватории (Невесский и др., 1977) и редких в Восточном Беломорье определений радиоуглеродного возраста террас (Кошечкин, 1979; Каплин, Селиванов, 1999) сложилось представление об одной позднеледниковой и двух голоценовых трансгрессиях, разделенных регрессиями. При этом время и объем колебаний уровня оценивается авторами не одинаково. Таким представлениям противоречат данные, основанные на изучении и датировании разрезов озерных отложений, о преимущественно регрессивном движении береговой линии моря в позднеледниковье-голоцене (Колька и др., 2005, 2012; Колька, Корсакова, 2013; Романенко, Шилова; 2012, Субетто и др., 2012). Выявлен единичный эпизод превышения темпов роста уровня над поднятием берега в раннем голоцене и региональное замедление относительного поднятия во время трансгрессии, синхронной климатическому оптимуму (Колька и др., 2005; Колька, Корсакова, 2013).

Новые данные, полученные в результате исследований 2014 и 2015 годов, позволяют дополнить существующие представления. Работы проведены на участке от м. Керецкий до р. Куя (Зимний берег). Представленные ниже разрезы выбраны, исходя из сведений о положении береговой линии на Летнем берегу (Репкина и др., 2014) и о. Б. Соловецкий (Субетто и др., 2012). Помимо литостратиграфических описаний, для них выполнены радиоуглеродное датирование и диатомовый анализ. Высота террас и разрезов определены с помощью уровня CST Berger 17-632, увязаны с Балтийской системой высот и приливными колебаниями.

В результате установлен возраст террас участка, охарактеризованы обстановки на берегах этого периода. Облик рельефа Зимнего берега формируют вытянутые вдоль береговой линии кулисообразно расположенные моренные гряды – постройки краевой зоны ледника, которые относят к невской стадии оледенения (Ekman, Iljin, 1995; Государственная..., 2010) или ее осцилляции в позднем дриасе (Demidov et al., 2006). Валунные суглинки, часто подстилаемые вендскими аргиллитами, образуют мысы высотой до 40 м. В открытых бухтах между мысами и на бортах долин в ледниковых отложениях выработаны террасы высотой 19-20, 14-15, 9-10, 5-6 м и шириной 20-700 м. Два нижних уровня встречаются чаще. Уступы террас отчетливы, иногда осложнены ступенями. Строение разрезов указывает на обстановки размыва. В кровле уступов морена часто перемыта, прикрыта суглинистым перлювием, сходным с отложениям современных бенчей. Иногда на перлювии залегают мелкие пески (до 1-1.5 м). Понижения в кровле морены выполнены осадками, указывающими на постепенный переход от накопления в бассейне с умеренно активной гидродинамикой к затишным условиям и заболачиванию водоема. На дне понижений повсеместно присутствует перлювий, часты валунные отмостки. Минеральные горизонты практически не содержат диатомей, что характерно для *кареловских* слоев в устье р. Сев. Двины, накапливавшихся, по палинологическим данным, в аллерёде (Барановская и др., 1977). Высота днищ понижений – от 1.5 до 15.5 м, от контакта минерального и органогенного горизонтов – от 3.8 до 16.5 м (рис. 1, табл. 1).

В береговом уступе террасы высотой 19.3 м вскрыто крупное (700х 600 м) понижение с плоским днищем (разрезы 876, 877, 604). На перлювии залегают изменчивая по латерали пачка отмытых, сортированных, горизонтально слоистых песков (до 1 м). Вверх по разрезу крупные и средние пески сменяются средними и мелкими. В кровле минерального горизонта с размывом (?) залегают зеленовато-бурые илы с растительными остатками, прослоями и линзами разнотернистых песков. По литологическому составу горизонт интерпретирован как отложения полузамкнутого понижения вблизи зоны заплеска; из его подошвы получена дата 9030 ± 80 (ГИН-15254), из кровли - 8510 ± 40 (ГИН-15255). Диатомеи отсутствуют.

В ложбине на террасе высотой 5.5 м (разрез 742) перлювий перекрыт отмытыми песками от крупных до мелких мощностью около 40 см. Вверх по разрезу пески сменяются опесчаненным сапропелем и суглинками (72 см); затем торфянистыми суглинками (5 см) и торфом (61 см). Диатомеи обнаружены только в торфянистых суглинках. Их видовой состав

свидетельствует о формировании отложений горизонта в прибрежной зоне озера со слабощелочной реакцией среды. Для этого же горизонта получена дата 8490 ± 50 лет (ГИН-15246).

На левобережье р. Куица в борту одной из ложбин вскрыто сочленение террас высотой 14-15 (разрез 875) и 10 м (разрез 874). Высокая терраса образует южный борт ложбины, в 600-700 м далее к Ю сочленяясь с моренной грядой. В борту ложбины она имеет аккумулятивный чехол – мелко-тонкозернистые плотные пески (0.4-1.5 м), облегающие склон ложбины. В понижении на поверхности террасы из контакта торфа и минерального горизонта получена дата 9070 ± 60 (ГИН-14158). Поверхность высотой 10 м образует современное днище ложбины. В разрезе вскрыт мощный горизонт торфа (дата из подошвы 6590 ± 40 (ГИН-15248)), подстилаемый органогенными отложениями неуставленного генезиса (дата из подошвы 8270 ± 40 (ГИН-15250)) и сапропелем (по нему получена дата 8560 ± 40 (ГИН-15251)). В органогенных отложениях и сапропеле обнаружены диатомеи, видовой состав которых может указывать как на изначально пресноводный водоем, так и на изоляционный бассейн (опресненную морскую лагуну). Органогенные отложения налегают на пески более высокой террасы. В южной части разреза, на склоне ложбины, отмечено сползание грунта.

На Летнем берегу на контакте террасы высотой 8.5 м с моренным холмом, в ложбине, близкой по строению описанным выше, но выполненной более тонкими осадками – алевроитами и глинами (разрез 278), из подошвы торфа получена дата 8410 ± 40 (ГИН-15009).

Низкие террасы (2.5-3 и 1.5-2 м) имеют как абразионо-аккумулятивный, так и аккумулятивный облик, свидетельствующий о резкой смене обстановок в береговой зоне. На правом берегу р. Куица в разрезе террасы высотой 2 м (разрез 605) из подошвы торфа, перекрывающего аллювиально-морские мелкие пески с остатками растений, получена дата 5000 ± 40 (ГИН-15244). По морфологическим данным в период формирования террас, как и в настоящее время, устойчивый поток наносов был направлен к вершине залива. Современные темпы разрушения абразионных участков берега – 0.5-2 м/год (Сафьянов и др., 2015), близки к оценкам для периода от среднего голоцена до наших дней (Невесский и др., 1977).

Таким образом, комплекс абразионных поверхностей на высотах 5-20 м выработан на склонах моренных гряд ранее чем $9030 \pm 80 - 8410 \pm 40$ ^{14}C лет, ~10.2-9.4 тыс. кал. лет. Состав отложений межгрядовых ложбин указывает на низкую гидродинамическую активность бассейна. Однако она была достаточна для нивелировки (далеко не идеальной) относительно широких и, вероятно, изначально пологих поверхностей морены, образования маломощного суглинистого перлювия и валунно-обломочных отмосток. Такие условия существуют сейчас на берегах ледовитых приливных морей, где важную роль в денудации суглинистых бенчей играет льды припая (Романенко, Репкина, 2012). Отсутствие в отложениях бассейна диатомей не позволяет оценить его соленость. Формирование абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас высотой 2.5-3 и 1.5-2 м можно соотнести со среднеголоценовой трансгрессией тапес. Высота и возраст контакта предположительно морских (разрез 742, терраса 5.5 м) и аллювиально-морских (разрез 605, терраса 2 м) отложений с озерно-болотными, позволяет оценить темпы движений изученного участка Зимнего берега в 0.2-0.5 мм/год

На основании изложенных выше и литературных данных история развития Двинского залива представляется следующей. Позднеледниковый этап развития залива восстанавливается преимущественно по литературным данным. Акватория освободилась от ледника около 12 тыс. лет назад (Государственная..., 2010; Ekman, Pjlin, 1995) или стремительно, за 200-300 лет, очистилась от него после 11.2-11 тыс. лет назад (Demidov et al., 2006; Демидов, 2010). В подледных условиях в восточной части залива, вероятно, произошло глубокое врезание р. Северной Двины (Невесский и др., 1977). В ходе дегляциации куттовую часть залива занимал приледниковый бассейн (Плешивцева, 1977; Демидов, 2010; Невесский и др., 1977; Государственная..., 2010). Однако касательно продолжительности его существования, размеров и направлений стока из него единого мнения нет. На дне

Двинского залива реконструируются обстановки подледного осадконакопления: непосредственно на морене залегают *кандалакшские* ледниково-морские коричневые глины с прослоями алевроитов; озерно-ледниковые отложения не выделены (Государственная..., 1999а,б, 2010). В ряде скважин у Летнего берега в основании разреза описаны озерно-ледниковые ленточные глины (Невесский и др., 1977).

Первое проникновение морских вод в бассейн Белого моря фиксируется в аллереде: 11230 ± 340 ^{14}C лет (12395–13826 кал.) в районе п. Умба и 11080 ± 300 ^{14}C (12676–13230 кал.) в районе п. Чупа (Колька и др., 2005, 2012). Трансгрессия продолжалась до ~ 9500 ^{14}C лет (Колька, Корсакова, 2013) а ее “контрастность” в районе п. Умба составила не менее 11 м (Колька и др., 2012). В тот же период (Плешивцева, 1977; Демидов, 2010; Барановская и др., 1977), морские воды вошли в Двинский залив. В устье р. Северная Двина образуются ингрессионные заливы с изрезанными берегами и многочисленными островами (Zaretskaya et. al., 2011), идентифицируются солоноватоводные условия, накапливаются *кареловские* пески и глины, весьма бедные диатомовыми водорослями и фауной (Плешивцева, 1977; Барановская и др., 1977). На Зимнем берегу поверхность морены нивелируют припайные льды и слабое (редкое?) волнение; формируются террасы с современной высотой 5–20 м, межгрядовые впадины и ложбины заполняются песчаными наносам. Учитывая приведенные выше оценки темпов поднятия Зимнего берега, можно предположить, что в максимум трансгрессии уровень моря не поднимался выше современных отметок ~ 15 – 16 м. Тогда на берегах, поднимавшихся на ~ 3 мм/год, террасы такого возраста будут расположены на высотах ~ 40 м, что соответствует региональным оценкам (Государственная..., 2000). На дне Двинского залива под покровом припая в солоноватоводных условиях до конца позднего дриаса продолжается накопление *кандалакшского* горизонта с трансгрессивным типом разреза (Государственная..., 1999а,б, 2010; Полякова и др., 2014). Е.Н. Невесский с соавторами (1977) считают этап подледного накопления более поздним (поздний дриас – вторая половина – конец пребореала).

С позднего дриаса в устьевой области р. Сев. Двина по смене в *юрасских* слоях суглинистых (морских) осадков песчаными (аллювиально-морскими и аллювиальными) реконструируют обмеление водоема (Плешивцева, 1977; Барановская, 1977). К пребореалу регрессия углубилась – пески перекрывают озерно-болотные заторфованные глины и торф (Плешивцева, 1977; Барановская, 1977). В это же время (10–11.5 тыс. кал. л.н.) в акватории Онежского и Двинского заливов усиливается поступление баренцевоморских вод (Полякова и др., 2014).

С этого времени представления об истории развития залива и побережья подкреплены радиоуглеродными датами. На востоке дельты р. Сев. Двина в районе устья р. Юрас из скважины 2-к для торфа с глубины 17.25–17.7 (~ 14.5 – 15.0 м ниже уровня моря) получены даты 9115 ± 100 – 8370 ± 170 ^{14}C лет (Кошечкин и др., 1977). Погребенные торфа вскрыты также к югу от устья р. Юрас и на западном берегу о. Повракульский на отметках ~ 4.6 – 8.0 и ~ 11.7 – 12.0 м ниже уровня моря соответственно (Кальберг и др., 1965). На берегах залива в это время торфа перекрывают осушенные поверхности абразионных террас, заполняют ложбины. С учетом поднятия Зимнего берега, подошва торфа в некоторых ложбинах находилась на высотах около 1–1.5 м ниже уровня современного прилива. Быстрое понижение уровня во временном интервале 9500–8500 ^{14}C лет отмечено и для Западного Беломорья (Колька, Корсакова, 2013). Таким образом, на берегах Белого моря конец пребореала – начало бореала уверенно сопоставляется с периодом регрессии. Однако уровень моря, скорее всего, опускался не более чем на 1–2 м ниже современного. Погребенный торф в восточной части дельты, вероятно, представляет собой отложения палеоруслы Северной Двины. В то же время на акватории началу регрессивного этапа на суше соответствует резкое увеличение притока соленых вод (около 10.5 тыс. календарных л.н.), усиливающееся в течение всего бореала в связи с активизацией атлантической циркуляции (Полякова и др., 2014). На дне залива накапливаются нефелоидные отложения, на малых глубинах происходит перемыв ледово-морских осадков.

Выводы. 1) На северо-восточном берегу Двинского залива террасы высотой 5-20 м сформировались ранее, чем 9030 ± 80 - 8410 ± 40 ^{14}C лет, ~ 10.2 -9.4 тыс. кал. лет, в ходе предголоценовой трансгрессии; уровень моря находился на отметках ≤ 15 -16 м; 2) Зимний берег в пределах залива поднимался на ~ 0.2 -0.5 мм/год, значительно медленнее Летнего берега; что не может быть объяснено только гляциоизостазией; дельта р. Северная Двина относительно стабильна; 3). На побережье в конце пребореала – начале бореала фиксируется регрессия (до современных глубин ≤ 1 -2 м). В акватории началу регрессии на суше соответствует резкое увеличение притока баренцевоморских вод. Возможно, эти события имели общую причину.

Авторы признательны М.Ч. Кунгаа, А.О. Романову и Л.Е. Удалову, принимавшим участие в полевых работах.

Работа выполнена при поддержке ГЗ по темам АААА-А16-116032810089-5, АААА-А16-116032810055-0, темы ГИН РАН № 0135-2014-0068.

Список литературы

- Авенариус И.Г. 2004. Морфоструктура Беломорского региона//Геоморфология. № 3, стр.48-56.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. 1991. Т. II. Белое море. Л.: Гидрометеиздат., 240 с.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Балтийская серия листов. Лист Q-37 с акваторией (Архангельск). Объяснительная записка. МАГЭ, ВСЕГЕИ. Спб: 2010. 338 с.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000, серия Онежская, листы Q-37-XXXIII, XXXIV. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.118 с.
- Демидов И.Н. 2010. Геология и динамика новейшего периода формирования акватории Белого моря // Система Белого моря. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря. Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, с. 58-75.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза». 2002. Выпуск II. Общая палеогеография. Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 232 с.
- Инжебейкин Ю.И. 2003. Однонаправленные движения в колебаниях уровня Белого моря // Колебания уровня моря. СПб: РГГУ, с. 31-39.
- Кальберг Э.А., Вартанова И.А., Плешивцева Э.С. 1966. Отчет по теме «Обобщение материалов по геологии четвертичных отложений Северо-Западной территории Архангельской области» (Четвертичная партия, 1963-1966 гг.). СЗ ТГУ, Архангельская КГЭ. Л.: 1115 с.
- Каплин П.А., Селиванов А.О. 1999. Изменения уровней морей России и эволюция морских берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 298 с.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я., Корнер Д. 2005. Последледниковые гляциоизостатические движения на Северо-Востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, с.15-25.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.И., Корнер Г.Д. 2013а. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Сер. геогр., № 1, с. 73–88.
- Колька В.В., Корсакова О.П. 2013. Перемещение береговой линии и палеогеография Белого моря в позднеледниковье и голоцене // Материалы научной конференции «Морская биология, геология, океанология – междисциплинарные исследования на морских стационарах», посвященной 75-летию Беломорской биологической станции МГУ. М.: Товарищество научных изданий КМК, 368, с. 126-131.
- Кошечкин Б.И. 1979. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 157 с.
- Кошечкин Б.И., Девятова Э.И., Каган Л.Я., Пуннинг Я.-М. 1977. Последледниковые морские трансгрессии в Онежском Беломорье // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск: с. 5-16.
- Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. 1977. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М, Наука, 211 с.
- Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. 2012. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Сер. 5: География., № 3, с. 86–92.

- Никонов А.А. 1977. Голоценовые и современные движения земной коры: геолого-геоморфологические и сейсмоструктурные вопросы. М.: Наука, 240 с.
- Никонов А.А., Шварев С.В. 2013. Голоценовая тектоническая активность и сейсмичность Беломорского бассейна // Тезисы доклада на Палеосейсмологическом семинаре ИФЗ РАН, 16.12.2013г. 6 с.
- Новичкова Е.А. 2008. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф / Автореф. к. г.-м.н. по спец. 25.00.28 - Океанология. ИО РАН. Москва, 26 с
- Плешивцева Э.С. 1977. Изменение палеогеографических условий Северо-Двинской впадины в поздне-последнее ледниковое время // Природа и хозяйство Севера, вып. 6, с. 39-47.
- Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. 1971. Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей. // Геоморфология, № 3, с. 57-62.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. 2014. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // Доклады Академии наук. Т. 454, № 4. с. 467–473.
- Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. 2012. Динамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Кандалакшского залива Белого моря // Океанология. Том 52, № 5, с. 1-12
- Романенко Ф.А., Шилова О.С. 2012. Последнее ледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // ДАН.Т. 442. № 4. С. 544–548.
- Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Шевченко В.П. 2011. Формирование четвертичных отложений во впадине Белого моря в позднем неоплейстоцене-голоцене // Квартер во всем его многообразии, т.2. Апатиты, СПб.: с. 201-204
- Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю., Кунгаа М.Ч., Зарецкая Н.Е., Садков С.А., Романов А.О. 2015. Морфодинамика Зимнего берега Белого моря – от голоцена до наших дней (первые результаты полевых исследований) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. -М.: ГЕОС, с. 276-280
- Система Белого моря. 2010. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря // Отв. ред. А.П. Лисицын. М.: Научный мир, 480 с.
- Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. 1995. Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене // Корреляция палеогеографических событий: континент-шельф-океан. М.: Изд-во МГУ, с. 120-129.
- Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. 1980. Геология Белого моря // Советская геология, № 4. с. 45-55.
- Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Заррина Е.П., Спиридонова Е.А. 1986. Принципы стратиграфической схематизации позднего кайнозоя (на примере верхней части осадочного чехла Белого и Баренцева морей) // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: изд-во ПГО «Севморгеология», с. 38-45.
- Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., Бек П. ван, Суо М., Субетто Г.Д. 2012. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // ДАН. Т. 446, № 2, с. 183–190.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 1 500 000. 2012. Гл. ред.: М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. М. : ГИН РАН,
- Шевченко Н.В., Зарецкая Н.Е., Капичев Д.С., Симакова А.Н. Реконструкция истории формирования и палеогеография острова Мудьюг в контексте развития Двинского залива Белого моря в голоцене // Материалы Международной Конференции «Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов», Санкт-Петербург, СПбГУ, 9-11 сентября, с. 335-338.
- Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-east Europe. Balkama. Rotterdam, 1995. P. 195–209.
- Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., Larsen E., 2006. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // Boreas. Vol. 35. Oslo. P. 425-433.
- Zaretskaya N.E., Shevchenko N.V., Simakova A.N., Sulerzhitsky L.D. 2011. Chronology of the North Dvina River delta development over the Holocene // Geochronometria, v. 38, n.2, pp. 116-127

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОБЕРЕЖИЙ В ГОЛОЦЕНЕ

Ф.А. Романенко

МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия,
faromanenko@mail.ru

THE MAIN TENDENCIES OF LANDFORM DEVELOPMENT IN THE ARCTIC ISLANDS AND COASTS IN THE HOLOCENE

F.A. Romanenko

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Арктические острова и многие участки побережий арктических морей долгое время оставались для геологов, геоморфологов и палеогеографов «белыми пятнами». И если первые сведения о геологическом строении и рельефе Новой Земли относятся к 1770-х - 1820-х гг. (Ф. Розмыслов, В.Ф. Лудлов, П.К. Пахтусов, Ф.П. Литке), Новосибирских островов – к 1808-1812 гг. (М.М. Геденштром), то о Шпицбергене, о. Врангеля и Земле Франца-Иосифа (ЗФИ) – ко второй половине XIX века, хотя последние два архипелага появились на карте существенно позже (соответственно в 1867 и 1873 гг.). Новые острова Канадского арктического архипелага продолжали открывать до начала XX века (О. Свердруп), а в 1913 г. на карте впервые появилась Северная Земля, открытая Гидрографической экспедицией Северного Ледовитого океана (ГЭСЛО).

Во второй половине XIX – начале XX вв. «повезло» Шпицбергену (Н.А.Э. Норденшельд, Г. Хорн, Ф.Н. Чернышёв), Новой Земле (К.М. Бэр, В.А. Русанов), ЗФИ (Ф. Джексон, Р. Кёттлиц), Новосибирскому архипелагу (Э.В. Толль). Ф. Нансен и Р. Кёттлиц в 1897-99 гг. высказали и уверенно обосновали представления о тектоническом подъёме ЗФИ, подтвердив их обширным фактическим материалом по геоморфологии побережий. Но сведения о развитии большей части арктических побережий и прибрежных островов в голоцене были единичны. А.Ф. Миддендорф в 1843 г. при пересечении Таймыра обратил внимание не только на строение четвертичных отложений, но и на современные процессы рельефообразования, а Э.В. Толль и А.А. Бунге в конце XIX века предложили механизмы образования рельефа Новосибирских островов и Приморских низменностей Якутии.

Даже в предвоенные годы говорить о планомерном изучении строения побережий и реконструкции их новейшей истории не приходилось, хотя некоторые районы, в первую очередь Кольский полуостров (А.Е. Ферсман и его соратники), Новая Земля (Р.Л. Самойлович, М.М. Ермолаев), Вайгач (П.В. Виттенбург), Западный Таймыр (Н.Н. Мутафи), районы Норильска и Нордвика (Н.Н. Урванцев), Чаун-Чукотка (С.В. Обручев) были изучены заметно лучше. М.М. Ермолаев, изучая Новосибирские острова, ввёл целый ряд новых геоморфологических понятий, связанных с современными процессами трансформации рельефа районов, сложенных образованиями с крупными скоплениями подземных льдов. В первой половине 1930-х гг. многочисленные морские экспедиции открыли ряд новых островов, например Визе, Известий ЦИК, Арктического института, Свердруп, Шмидта и др. В состав экспедиций, как правило, входили геологи (например, Г.Ф. Аллер, В.И. Влодавец и др.), успевавшие во время кратких высадок провести наблюдения, до сих пор сохраняющие свою ценность. Так как изучение четвертичных отложений становилось непременной частью геологической съёмки, то начал собираться материал по строению голоцена побережий (например, А.В. Хабаковым в 1936 г. на Байдарацком побережье Пай-Хоя). Ведущую роль в проведении геологических работ в Арктике до войны играли геологи Всесоюзного Арктического института и Горно-геологического управления Главсевморпути.

Создание в 1944 г. треста «Арктикразведка» и в 1948 г. – НИИ геологии Арктики позволило провести на островах и побережьях арктических морей кондиционную Государственную геологическую съёмку масштаба 1:1 000 000. Полученные тогда с использованием аэрофотоснимков, самолётов Ан-2, вездеходной техники, оленьих

(Новосибирские острова, Приморские низменности Якутии) или собачьих (архипелаг Норденшельда) упряжек материалы по геоморфологии и строению голоценовых отложений до сих пор остаются базовыми. На просторах Канадского арктического архипелага примерно в это же время использовались преимущественно авиадесантные методы.

За последующие 70 лет тысячи отечественных геологов и географов, в основном путём пешего «иссаживания», собрали огромный объём материалов по арктическому голоцену, опубликованный в тысячах статей, сотнях книг, десятках карт. В последние десятилетия крупные международные экспедиции (например, российско-германская «Система моря Лаптевых», российско-американская «Жохов-2000») вышли на новый уровень, основанный на новейших аналитических методах, в том числе датирования.

Анализ и обобщение этого массива – дело будущего. Вместе с тем надо заметить, что детальные работы по арктическому голоцену на дальних островах и труднодоступных участках побережий по-прежнему единичны. Более того, сохраняются территории, где нога геолога ступала в последний раз либо в середине 1930-х гг., либо не ступала вовсе. Поэтому говорить об успешном решении всех задач не приходится. Наоборот, вопросов становится всё больше, и в данном сообщении мы ставили целью наметить некоторые из них, опираясь как на плечи предшественников, так и на собственные полевые наблюдения в экспедициях в период с 1985 по 2016 г.

Тектонические движения – давно известный и один из главных факторов формирования рельефа. Тем не менее, в высоких широтах его влияние в новейшее время учитывалось лишь на отдельных участках, как правило, в горах и на Кольском полуострове. На равнинах, перекрытых мощным чехлом рыхлых отложений, рассматривались лишь отдельные аспекты (например, М.А. Великоцкий на Яно-Омолёйском междуречье ещё в начале 1970х гг. выявил связь между направлением тектонических движений и интенсивностью термокарста). В последнее время появляются данные о дифференцированных (блоковых) движениях на низменных равнинах Ямала, Гыдана, Северной Якутии. Установлено, что направленность и интенсивность тектонического подъёма определяют рисунок эрозионной сети, характер термоденудационных и термоабразионных процессов, особенности берегового рельефа. Так, именно геоморфологические различия и закономерности строения рыхлых отложений на Ямальском берегу Байдарацкой губы Карского моря позволили нам установить наличие и границы нескольких тектонических блоков. Аналогичные материалы получены в ходе недавних экспедиций «Ямал-Арктика» на Гыданском полуострове и о. Белом, а также в районе Тикси (А.В. Баранская).

В других районах с тектоническими движениями связана вся голоценовая история. Например, на ЗФИ практически все острова окаймлены сериями голоценовых (по результатам радиоуглеродного датирования) морских террас с береговыми валами. В типичном районе тектонического подъёма, на Кольском полуострове, таких валов насчитывается иногда до 70 и более (у мыса Металаниеми на п-ве Среднем).

Блоковые движения на Таймыре привели к многочисленным причленениям островов с образованием кос и пересыпей (например, район полуострова Де-Колонга). На восточном Таймыре позднечетвертичные – голоценовые движения в районе распространения соляных куполов привели к деформации (перекосу) блока о. Преображения. Его восточный берег – отвесный скальный уступ высотой до 90 м, западный – галечный пляж, к которому спускается серия цокольных ступеней, прикрытых чехлом рыхлых континентальных (озёрно-аллювиальных) отложений.

Тектонические движения заметной интенсивности существенно меняют морфолитодинамические условия на арктических берегах. Блоковая тектоника обуславливает, во-первых, быструю (десяtkи лет) смену направления и величины вдольбереговых потоков наносов и, во-вторых, их высокую мозаичность. Это определяет значительную изменчивость и самого берегового рельефа, разнообразие морфометрических характеристик и внутреннего строения террас и береговых валов. Обширные полевые материалы, собранные нами в 1991-

2007 гг. на Западном Ямале и Югорском полуострове, показали, что отложения распространённой там поверхности высотой 4-10 м, ранее считавшейся первой морской террасой, не имеют ни одного признака морского происхождения. Более того, возникают сомнения в морском происхождении аналогичной поверхности на о. Белом, к тому же сильно изменённой эоловыми процессами. Поэтому, так как арктические моря – это сообщающиеся сосуды, необходимо проверить, имеют ли морское происхождение одновысотные поверхности, традиционно считающиеся морскими, и в других районах Арктики.

Изменения климата и уровня моря в голоцене на некоторых участках иногда обеспечивают кардинальные перестройки рельефа и природной среды. Так, на Земле Франца-Иосифа в голоцене наступали и разрушались (почти исчезая) ледники, постоянно увеличивалась площадь суши за счёт тектонического подъёма, происходили сильные землетрясения, появлялся и практически исчезал растительный покров, что обуславливало сначала появление и жизнь (в интервале 5500-1500 радиоуглеродных лет назад - р.л.н.), а затем вымирание стада северных оленей. И всё это – менее чем за 12 тысяч лет. Колебания ледовитости, температуры и осадков при этом значительно меняли интенсивность геоморфологических процессов.

Интенсивные восходящие тектонические движения способствуют возникновению напряжений в земной коре, которые разряжаются землетрясениями. В конце XX века их следы описала И.Г. Авенариус (1938-2009) в Хибинах, на Мурманском и Карельском побережьях. Нам удалось обнаружить целую серию аналогичных сейсмодислокаций (каменные хаосы, ущелья «ласточкин хвост», деформации встряхивания, серии отвесных скальных уступов) в Кандалакшском заливе Белого моря (на п-ве Киндо, в окрестностях п. Лесозаводского, на о-вах Кузокоцкого архипелага). Радиоуглеродное датирование образцов, отобранных в части этих сейсмодислокаций А.В. Марахановым (Ин-т физики Земли РАН), позволило установить возраст, как минимум, двух землетрясений в этом районе: 405-360 гг. до н.э. и 1542 г. Исторические свидетельства о последнем обнаружил А.А. Никонов в летописях и «Калевале».

Однако сейсмодислокации на Балтийском щите распространены гораздо шире. Сейсмообвалы, деформации встряхивания и кластические дайки вполне обычны как во внутренней части Кольского п-ва (Панские, Ловозёрские тундры, уже упоминавшиеся Хибинские), так и на Мурманском и Терском берегах (например, в районе села Чаваньги). В Хибинах один из таких сейсмообвалов в интервале 3940–3630 лет до н.э. привёл к катастрофическому селевому выплеску из озёр и перехвату водотока.

В конце 1960-х гг. Г.А. Ковалёва вопреки установившемуся мнению об асейсмичности ЗФИ предположила, что сейсмодислокации могут быть обнаружены и там, учитывая заметное воздымание этого архипелага. Но обнаружены они были только в 2012-2013 г. нами на нескольких островах в ходе экспедиций КЭйРА-2012 и «Чистые моря-2013». По облику они совершенно аналогичны следам беломорских землетрясений – отвесные уступы, разбитые трещинами скальные выступы с острыми рёбрами, сместившиеся, отброшенные и взброшенные обломки, отсевшие блоки, каменные хаосы и пр. То есть, можно предположить что география палеоземлетрясений в Арктике будет только расширяться.

Известны и проявления сравнительно молодого вулканизма в архипелаге Де-Лонга. Совсем недавно М.М. Певзнер и Д.О. Герцев (1962-2015) в ходе нашей совместной экспедиции 2009 г. на Анюйский вулкан, единственный считавшийся совсем молодым вулкан в Арктике, с помощью калий-аргонового датирования «разжаловали» его из позднеголоценовых в среднечетвертичные.

Одно из важнейших геоморфологических событий в голоцене на арктических равнинах – интенсивный термокарст. Ранний его этап, по многочисленным радиоуглеродным датировкам, относится в восточном секторе Арктики к интервалу 9-7 тыс. л.н., приходящийся на климатический оптимум, который западнее сдвигается на более позднее время (7-5 тыс.л.н.). Потепление, сопровождавшееся увеличением увлажнённости, обусловило интенсивное протаивание как полигонально-жильных (ПЖЛ), так и пластовых

льдов плейстоцен-голоценового возраста. В образовавшихся котловинах сформировались многочисленные озёра, определяющие в настоящее время облик низменных равнин. Но данный этап активизации термокарста и последующего зарастания озёр – болотообразования оказывается не единственным. В некоторых разрезах Северо-Востока (например, Молотковский Камень на Малом Анжее) обнаружены следы не менее четырёх этапов торфонакопления. Массовое образование болот в раннем голоцене, следовавшее за формированием котловин, отмечено во многих районах западнее, до самого Кольского п-ва.

Столь интенсивный термокарст не мог происходить «в одиночку», т.к. давно известно, что в Арктике почти всегда разные процессы, связанные с вытаяванием подземных льдов, идут одновременно. Поэтому можно уверенно говорить об аналогичных этапах активизации/ослабевании термоденудации и термоэрозии. Так, коллектив М.О. Лейбман разными методами установил возраст криогенного оползания-сплывания на Центральном Ямале в самом конце голоцена (250 г. до н.э., 210, 640, 1000, 1300, 1700 гг.). Катастрофическое смещение 1989 г. наблюдалось множеством специалистов.

Часто термоэрозия и термокарст развиваются в хронологически близкие интервалы. Так, на одном из участков Большеземельской тундры, по данным радиоуглеродного датирования, период активизации термокарста пришёлся на 8-6 тысяч р.л.н., когда образовалось большое число озёр. Вероятно, это сопровождалось и формированием проток между озёрами, расположенными на различных уровнях, и эрозионно-термокарстовых ложбин. Интервал 6600-3500 р.л.н. характеризовался интенсивным заболачиванием водоёмов и формированием торфяников с ледяными клиньями, в том числе и в этих ложбинах. Термоэрозия в этот период ослабела. После 3500 р.л.н. термоэрозионные процессы усилились, торфонакопление прекратилось, но таяние ледяных жил обусловило и активизацию термокарста. Затем деструктивные процессы замедлились, чтобы вновь усилиться в конце второго тысячелетия нашей эры, по воздействию уже нового геологического фактора – деятельности человека.

В горах интенсивность геоморфологических процессов также менялась. В конце 1980-х гг. Т.В. Ващалова установила этапы спада интенсивного лавинообразования в Хибинах (4100-3800 лет до н.э., IV века до н.э. - III века н.э.; 790-1560 гг.), совпавшие с потеплениями климата, и его заметный рост в XVII-XIX вв., обусловленный похолоданием. Радиоуглеродное датирование прослоев погребённых органических горизонтов в толще солифлюкционных отложений в тех же Хибинских горах позволило нам с Е.В. Гаранкиной выявить этапы ослабления солифлюкции (1800-1600 гг. до н.э., 400-540, 1000-1300, 1500-1900 гг.), когда образовывалась дернина. В ходе новой активизации процесса она разрывалась, и щебнистый грунт снова погребал почву. Но пока прямой связи между изменениями климата и активностью солифлюкции не выявляется – формирование солифлюкционных террасок происходит как во время временных потеплений, так и во время похолоданий. Чем меньше мощность рыхлого чехла и чем больше абсолютная высота, тем возраст натечных террасок меньше. Разный возраст интервалов активизации солифлюкции и этапов почвообразования на разных высотах отражает локальные и, возможно, региональные палеогеографические отличия как между горными системами, так и внутри них, являясь одним из индикаторов изменений природных условий.

Хронология эпох активизации и затухания солифлюкционных движений в Хибинах и в других горных регионах Европы не всегда совпадает. Усиление солифлюкции в последнее тысячелетие связано не только с действительным ускорением процесса, но и с лучшей сохранностью и более лёгкой доступностью молодых образцов для отбора. В Финской Лапландии и на Кольском полуострове однозначного усиления солифлюкции во время «малого ледникового периода», как в Альпах, пока не отмечается.

О наличии в высоких широтах неких этапов усиления или ослабления геоморфологических процессов на склонах (не только склоновых) говорят и широко распространённые практически во всех горных районах – от Кольского п-ва до Чукотки крупные конуса выноса эрозионных, селевых и лавинно-камнепадных форм, а также

подсклоновых конусов и шлейфов, которые в настоящее время не образуются. То есть, можно предположить их недавнюю (данных о хронологии практически нет) активизацию. Предварительно её можно связать с «малым ледниковым периодом», но это предположение нуждается в проверке.

Пока остаётся практически неизученным голоценовое преобразование поверхности Земли на микро- и наноуровнях – при формировании криогенного микрорельефа. Лишь в последние годы нам совместно с Е.В. Гаранкиной удалось получить первые материалы по возрасту кочкарных и медальонно-валиковых форм рельефа в разных климатических, геологических, геоморфологических и ландшафтных условиях. Их мозаичность и определяет разнообразие, возраст и эволюцию микроформ, определяющих облик арктических ландшафтов.

Наконец, в самом конце голоцена, в XX веке человеческая деятельность достигла таких масштабов, что стала важным фактором преобразования рельефа. Изменённый человеком рельеф от землянок древних людей площадью несколько м² до целых горных районов в десятки тысяч км² не восстанавливается ни естественным образом, ни искусственно, поэтому насчитывает несколько тысяч лет, что сравнимо со временем существования всей человеческой цивилизации. На сегодняшний день в Европейской части России и в Западной Сибири отмечена чёткая тенденция к формированию антропогенного рельефа, в то время как в Азиатской Арктике он преимущественно разрушается. Усиление воздействия человека на рельеф можно отнести к 1930-60-м гг. (весь Север), затем оно в большей части районов ослабевает, сконцентрировавшись в горных узлах, где производились высоколиквидные виды сырья (уголь Воркуты, нефть и газ Тимано-Печорской и Западно-Сибирской провинций, медь, никель, платиноиды и уголь Норильска, олово и золото Северной Якутии и Чукотки, железные, апатито-нефелиновые и медно-никелевые руды Кольского полуострова и др.). Новый этап роста, сопровождавшийся сильным воздействием на рельеф, намечался в 1988-91 гг. в Западной Сибири (Ямал), но был прерван сменой экономических условий. Дефолт 1998 г. способствовал резкому росту прибыльности продаж сырья, что вызвало новый этап расширения производства и связанное с ним усиление воздействий, особенно в нефтегазовых и в Норильском регионах, а также трансрегиональным строительством магистрального трубопровода СРТО (северные районы Тюменской области) – Торжок, которое продолжается и сейчас. Огромный объём работ выполнен по всей трассе – появились десятки посёлков, сотни км дорог, канав, спланированных трубных площадок, укреплённых габионами дюкеров и наземных переходов через водные объекты, прочих объектов. Крупнейшие геоморфологические события современности – строительство подводного перехода газопровода через Байдарацкую губу, сопровождавшееся заметным (на небольших участках) изменением рельефа побережий и, вероятно, дна, строительством коффердамов (что меняет потоки наносов в береговой зоне, распределение участков абразии и аккумуляции), порта Сабетта на побережье Обской губы, посёлков, промплощадок, защитных сооружений. Рельеф надолго изменил свой облик.

Анализ современных тенденций развития экономики показывает, что воздействие человека на рельеф Севера будет расти на участках, самых перспективных для разработки месторождений ликвидных полезных ископаемых и/или их транспортировки, а также, и этот аспект появился в 2013-14 гг., на участках, имеющих стратегическое значение, например, на Земле Франца-Иосифа, Новосибирских островах, о. Врангеля и т.д., где проводится огромный объём строительных работ. Здесь же и в некоторых иных районах в 2012-16 гг. интенсивно велась «очистка территории» от накопившегося за десятилетия мусора, часто сопровождавшаяся полной деформацией поверхностных грунтов и уничтожением криогенного микрорельефа.

Конечно, мы не могли коснуться здесь всех направлений изменений рельефа Арктики и Субарктики в голоцене. Очевидно, что жизнь рельефа высоких широт в это время оказывается весьма бурной, далеко не все детали его эволюции нам известны, и исследователей ждут новые интересные открытия.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 14-05-00549).

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Ю.В. Рыжов

Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия, ryzhov Yuriy@yandex.ru
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН

PALEOCRYOGENESIS AND THE DEVELOPMENT OF EROSION LANDFORMS IN THE SOUTHEASTERN SIBERIA DURING THE LATE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE

Yu.V. Ryzhov

Irkutsk Scientific Center of SB RAS, Irkutsk, Russia
V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,

В южных районах Восточной Сибири в настоящее время распространена островная и прерывистая многолетняя мерзлота (Национальный ..., 2007). Островная многолетняя мерзлота встречается на Среднесибирском среднегорье, в котловинах Республики Тыва, котловинах и долинах крупных рек Прибайкалья и Забайкалья. Прерывистое распространение многолетнемерзлых пород характерно для хр. Западного и Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья. Многолетняя мерзлота отсутствует на Иркутско-Черемховской равнине, в Минусинской и Канско-Рыбинской котловинах. Глубина сезонного промерзания и оттаивания на юге Восточной Сибири достигает 1-4 м

В позднем плейстоцене в периоды крупных похолоданий (криохроны) на юге Восточной Средней Сибири существовали более суровые геокриологические условия. Например, в сартанское время (29,0-11,7 тыс. кал. л.н.) в северной Евразии существовала единая криолитозона площадью 22 млн. км², что почти в два раза превышало площадь современного распространения многолетнемерзлых пород, формировался криогенный полигональный микрорельеф, среднегодовая температура мерзлых толщ была -5° и ниже, их мощность достигала 300 м и более (Геокриология СССР, 1973; Величко 1973; Величко и др. 1996).

Криогенные клиновидные структуры детально описаны во многих разрезах четвертичных отложений (Фотиев, Данилова, Шевелева; Константинов, 1994). Они имеют двухрусное строение: верхняя расширенная их часть представляет собой грунтовую жилу, формировавшуюся в пределах деятельного слоя, нижняя часть ледяного клина это псевдоморфоза в многолетнемерзлых породах по повторно-жильным льдам (Попов, 1957; Попов, Розенбаум, Тумель, 1985). Мерзлотные клинья, псевдоморфозы по повторно-жильным льдам вскрыты в разрезах четвертичных отложений Забайкалья, на геoarхеологических объектах Прибайкалья и Забайкалья (Константинов, 1994; Воробьева, 2010).

На юге Восточной Сибири формирование криогенных горизонтов, представленных криотурбациями, происходило в казанцевское (101-71 т.л.н.), муруктинское (71-57 т.л.н.) и сартанское (29-11,7 т.л.н.) время. Мерзлотные нарушения отмечены в верхней почве казанцевского педокомплекса. Криотурбации встречаются в аллювиальных нижнекаргинских и муруктинских отложениях на 4 террасе р. Чикой высотой 20-22м. Время их формирования вероятнее всего 71-57 тыс. л.н. Наиболее широко криогенные образования, представленные клиновидными структурами: клиньями, имеют сартанский возраст (29,0-11,7 тыс. кал. л.н.). В условиях холодного достаточно влажного климата и многолетней мерзлоты активно протекали солифлюкция, оползание, оплывание (Воробьева, 2010). Эти процессы частично нарушили верхнюю почву каргинского педокомплекса, датируемую 23-33 тыс. л.н. (Арсланов и др., 2011). Они встречаются в различных генетических типах отложений на водоразделах, склонах и террасах. Отчетливо выделяются раннесартанский (29-23 тыс. кал. л.н.) и позднесартанский (12,7-11,8 тыс. л.н.) криогенные горизонты.

На юге Восточной Сибири формирование криогенных горизонтов, представленных криотурбациями происходило в муруктинское и казанцевское время (101-57 тыс. л.н.). Мерзлотные нарушения отмечены в верхней почве казанцевского педокомплекса. Криогенные образования, представленные криотурбациями, небольшими клиньями, имеют раннесартанский возраст (23-25 тыс. л.н.).

Реликтовый криогенный микрорельеф на юге Восточной Сибири образовался в результате формирования полигонального рельефа с повторно-жильными льдами в позднем неоплейстоцене, их последующем вытаивании и развитии суффозионных процессов (Лещиков, 1978). Криогенные клиновидные структуры детально изучены в поздненеоплейстоценовых и голоценовых отложениях в южных районах Восточной Сибири (Фотиев, Данилова, Шевелева, 1974; Геокриология СССР..., 1989; Константинов, 1994). Они имеют двухъярусное строение (Попов, 1957; Попов, Розенбаум, Тумель, 1985). Верхняя, расширенная их часть, представляет собой грунтовую жилу, формировавшуюся в пределах деятельного слоя. Нижняя часть ледяного клина – псевдоморфоза по повторно-жильным льдам. Она развивалась в многолетнемерзлых породах.

Наиболее активный этап формирования криогенного рельефа на юге Восточной Сибири был 25-20 тыс. кал. л.н. Среднегодовые температуры воздуха в это время были на 7-10° ниже современных значений (Свиточ, 1987). В это время формировались самые мощные клиновидные мерзлотные образования на юге Восточной Сибири. Ареал распространения повторно-жильных льдов в пещиум сартанского оледенения располагался южнее современной границы России (Фотиев, Данилова, Шевелева, 1974; Палеоклиматы ..., 2009). Криогенные образования финала позднего неоплейстоцена (норильское похолодание, поздний дриас) представлены на юге Восточной Сибири не менее крупными мерзлотными клиньями, криотурбациями, нарушающими структуру отложений.

На аэрофото- и космических снимках в Прибайкалье и Забайкалье на пашне на водоразделах, склонах, поверхности речных террас можно заметить сеть полигонов различных очертаний. Размеры их варьируют от 10 до 50 м и во многом определяются мощностью и составом рыхлых отложений. Они представляют сочетание бугров, западин, ложбин. Бугры имеют высоту 0,5-2 м, более светлую окраску, западины и ложбины характеризуются более темным оттенком (рис. 1). Такой тип реликтового криогенного рельефа наиболее часто называю бугристо-западинным. А.А. Величко и др. (1996) выделяют двенадцать типов реликтового криогенного микрорельефа. Наилучшую сохранность он имеет на водоразделах, пологих склонах, речных террасах. На крутых склонах он нередко освоен деллями, ложбинами, потяжинами, промоинами, реже – оврагами.



Рис. 1. Бугристо-западинный рельеф на пашне в районе с. Хонхолой Мухоршибирского района Республики Бурятия в июле 2011 г.

Следы бывшего формирования мерзлотного полигонального рельефа фиксируются в разрезах отложений в Прибайкалье и Забайкалье, выражены на аэрофото- и космических снимках в виде сети полигонов размером от 3-5 до 50 м на разных элементах рельефа. Они представляют сочетание бугров и западин. Бугры имеют высоту 0,5-2 м, более светлую окраску. Западины и ложбины характеризуются более темным цветом и: «... представляют собой блюдце- и канавообразные понижения, под которыми залегают псевдоморфозы по повторно-жильным льдам – грунтовые жилы заполнения» (Геокриология..., 1989). Такой тип реликтового криогенного рельефа на юге Сибири наиболее называю бугристо-западинным, реликтовым криогенным микрорельефом (Величко и др., 1996).

Сформировавшийся в начале сартанского периода (29-22 тыс. л.н.) криогенный полигональный рельеф в дальнейшем испытал значительные трансформации и превратился в бугристо-западинный и полигонально-блочный рельеф на территориях юга Восточной Сибири, где многолетняя мерзлота или отсутствует, или имеет островное и прерывистое распространение. Выделяются стадии стабильного состояния, деградации многолетней мерзлоты, полного ее исчезновения в развитии реликтового криогенного микрорельефа (Величко и др., 1996). Достаточно стабильное состояние многолетнемерзлых пород охватывало время 23-16 тыс. л.н. В позднеледниковье (16,0-11,7 тыс. л.н.) начался процесс деградации единой криолитозоны. Рост температуры воздуха и осадков в потепления позднеледниковья 15,0-11,7 тыс. л.н. положили начало вытаиванию повторно-жильных льдов, активизации суффозии, образованию западин, ложбин, переформированию верхних звеньев эрозионной сети. Новая эрозионная сеть (делли, ложбины, лощины, промоины) частично наследовала полигональную структуру реликтового криогенного рельефа. В узлах пересечения осей мерзлотных полигонов активизируются процессы суффозии, что ведет к образованию одной или нескольких воронок глубиной 1-3 м, диаметром 1-6 м. Особенно часто суффозионные формы рельефа встречаются в лессовидных супесях и суглинках и в дальнейшем могут осваиваться эрозионными процессами. Часть древних заплывших микропонижений на месте реликтового криогенного рельефа и суффозионных воронок в дальнейшем были погребены и сnivelированы распашкой земель.

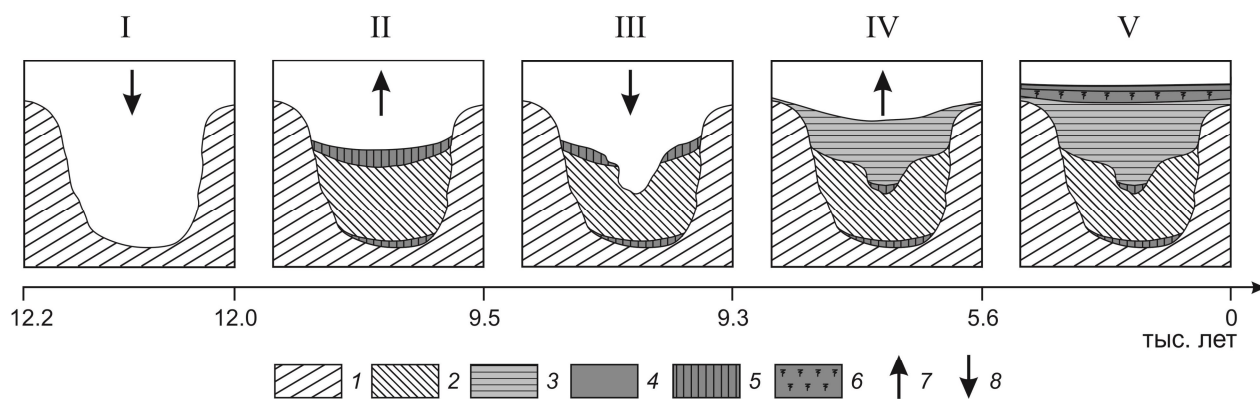


Рис. 2. Этапы развития погребенного оврага (разрез Куйтун). I - врезание (13.0-12.1 тыс. л.н.), II - частичное заполнение делювиально-пролювиальными и эоловыми супесями (12.1-9.5 тыс. л.н.), III - повторный врез (9.5-9.2 тыс. л.н.), IV - частичное заполнение делювиально-пролювиальными гумусированными супесями (9.3-5.6 тыс. л.н.) V- полное заполнение оврага, формирование черноземной почвы (5.6-2.9 тыс. л.н.), накопление делювиальных супесей (2.9 тыс. л.н. - настоящее время). Условные обозначения: 1 - лессовидные супеси; 2 - делювиально-пролювиальные и эоловые супеси и легкие суглинки; 3 - делювиально-пролювиальные гумусированные супеси; 4 - современные делювиально-пролювиальные гумусированные отложения; 5 - гумусовые горизонты; 6 - профиль черноземной почвы; 7 - этапы врезания; 8 - этапы заполнения.

На рис. 2 показаны этапы развития погребенного оврага, заложившегося по ложбине мерзлотного полигонального рельефа. Эрозионная форма имеет суффозионно-эрозионный генезис. В разрезе четко выделяются этапы врезания и заполнения эрозионной формы (рис. 1). Первый врез (глубиной 3.3 м) произошел в конце сартанского криохрона примерно 13.0-12.2 тыс. л.н. (15.8-14.3 тыс. кал. л.н.). Днище оврага выстилает слабообразованная почва с включением углей возрастом 12120±100 л.н. (14150±265 кал. л.н.). В течение 12.1-9.5 (14.3-10,9 тыс. кал. л.н.) отмечался этап заполнения эрозионной формы. В погребенном овраге накопилось более 1.5 м обвального-осыпных, делювиально-пролювиальных и эоловых отложений. Примерно 9.5-9.3 тыс. л.н. (10.9-10.5 тыс. кал. л.н.) в овраге произошел второй врез глубиной 1.7 м (см. рис. 2). Днище вторичного оврага выстилает маломощная погребенная почва с углями возрастом 9250±80 л.н. (ЛУ-6789). В течение 9.2-5.6 тыс. л.н. (10.4-6.4 тыс. кал. л.н.) шло заполнение оврага обвальными-осыпными, делювиально-пролювиальными и делювиальными отложениями. На них сформировалась почва, гумусовый горизонт которой имеет возраст 5.6-2.9 тыс. л.н. (6.4-3.1 тыс. кал. л.н.)

В условиях продолжающейся деградации многолетнемерзлых пород на юге Восточной Сибири (Лещиков, 2009) и активным освоением районов сплошного, островного и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород выявлены случаи активного развития термоэрозии, криогенного пучения, образования термоэрозионных оврагов, что может существенно затруднить использование земель и освоение новых районов.

Следовательно, в позднем плейстоцене и голоцене криогенез играл важную роль в формировании рельефа. Выделяется четыре крупных криогенных горизонта казанцевского (100-85), муруктинского (71-57), ранне- (29-23) и позднесартанского (12,7-11,8 тыс. кал. л.н.). Они могут служить важными стратиграфическими маркерами и должны учитываться в региональных стратиграфических схемах. Широкое распространение реликтового криогенного микрорельефа, островной и прерывистой высокотемпературной мерзлоты на юге Сибири в условиях глобальных и региональных климатических изменений и освоения новых территорий приводит к активизации процессов криогенного пучения и растрескивания, термоэрозии, термокарста. Современные эрозионные формы временных водотоков частично унаследовали понижения древнего мерзлотного полигонального рельефа.

Список литературы:

- Арсланов Х.А., Безрукова Е.В., Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., Кобылкин Д.В., Максимов Ф.Е., Рыжов Ю.В., Старикова А.А., Чернов С.Б. 2011. Стратиграфия, геохронология и палеогеография каргинского мегаинтерстадиала Прибайкалья // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: изд-во Географического факультета МГУ, с. 95-102.
- Величко А.А. 1973. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 256 с.;
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. 1996. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 150 с.)
- Воробьева Г.А. 2010. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: изд-во ИГУ, 205 с.
- Геокриология СССР. Средняя Сибирь. 1989. М.: Недра, 414 с.
- Константинов М.В. 1994. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ, Чита: 180 с.
- Лещиков Ф.Н. 1978. Мерзлые породы Приангарья и Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 141 с.
- Национальный атлас России в четырех томах. 2007. Том 2 Природа, экология. М.: Роскартография, 495 с.
- Попов А.И. 1957. История вечной мерзлоты на территории СССР в четвертичный период // Вестник МГУ. Сер. Биол. и почвовед., геол. и геогр. № 3, с. 49-62.
- Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. 1985. Криология. М.: изд-во МГУ, 239 с.
- Свиточ А.А. 1987. Палеогеография плейстоцена. М.: изд-во МГУ, 187 с.
- Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С. 1974. Геокриологические условия средней Сибири. М.: Наука, 148 с.

К МЕТОДИКЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Г.И.Рычагов

Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия, gir242@rambler.ru

ON THE METHODOLOGY OF PALEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS

G.I.Rychagov

Faculty of geography Lomonosov Moscow state University, Moscow, Russia

Палеогеографическим событиям, имевшим место на территории Восточно-Европейской равнины (ВЕР) в неоплейстоцене, посвящена огромная (без преувеличения) литература: предложены десятки схем по стратиграфии областей подвергавшихся покровным оледенениям, стратиграфии и палеогеографии Понто-Каспия, соотношению колебаний уровней Черного и Каспийского морей с покровными оледенениями северной части ВЕР, лессово-почвенным формациям ВЕР.

Однако, несмотря на обилие публикаций по указанной выше тематике, многое в стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена ВЕР остается не ясным, недостаточно обоснованным и дискуссионным. Доказательством этого служит не только существующее множество не согласующихся между собой стратиграфо-палеогеографических схем на одну и ту же территорию (что в научных исследованиях можно считать вполне нормальным явлением), а бесконечная смена этих схем одними и теми же авторами без достаточных на это оснований (на что мы обращали внимание в ряде своих публикаций (Реконструкция ...2008; Рычагов и др., 2012).

Множество не согласующихся между собой схем, на мой взгляд, объясняется тем, что при палеогеографических реконструкциях мало или совсем не учитываются **общегеографические закономерности**. В самом деле, в основе ледниковой стратиграфии и стратиграфии лессово-почвенных формаций лежат преимущественно данные палинологии и материалы по фауне мелких млекопитающих с привлечением «абсолютных датировок» (я не случайно слова «абсолютных датировок» заключил в кавычки, потому что они, к сожалению, пока таковыми не являются). Палеогеография Понто-Каспия строится, главным образом, на данных малакофаунистического анализа с привлечением тех же «абсолютных датировок». Нельзя не отметить, что часто стратиграфические корреляции основаны на данных буровых скважин или отдельных разрезов удаленных друг от друга на десятки (и даже сотни) километров. Практически выпал из анализа палеогеографических событий один из важнейших методов (особенно для верхнего звена неоплейстоцена) – **метод геоморфологического анализа**, на что, в свое время, указывали авторы (Алексеев и др., 1997): « как это ни странно, оказались совершенно обойденными вниманием (при палеогеографических реконструкциях, Г.Р.) вопросы геоморфологии» (стр. 15). А ведь метод геоморфологического анализа обладает рядом преимуществ по сравнению с биостратиграфическими, а в ряде случаев и с радиометрическими методами. Преимущества эти заключается в его **континуальности и материальной сущности**, т.е. свойствах, которыми не обладают другие методы. Поэтому я, как геоморфолог, считаю этот метод одним из главных при анализе палеогеографических событий.

Цель данного сообщения – не критический анализ существующих стратиграфических и палеогеографических схем, а желание обратить внимание на некоторые необъяснимые (по крайней мере, для меня, геоморфолога) заключения, вытекающие из этих схем. Остановлюсь на некоторых примерах.

В настоящее время нет единого мнения о донском оледенении. В рамках этого сообщения нет возможности рассмотреть те аргументы, которые приведены в ряде работ о недостаточной убедительности доводов в обоснование этого оледенения. Я хотел бы обратить внимание на следующее: исходя из существующего в умеренных широтах Северного полушария западного переноса воздушных масс, трудно объяснить пространственное положение центра этого оледенения на северо-востоке Восточно-

Европейской равнины, а с геоморфологической точки зрения – границы распространения донского ледника, далеко продвинувшегося на юг по Окско-Донской низменности и почти не заходившего в Днепровскую низменность. С географической точки зрения не поддается объяснению глубокое продвижение на юг и днепровского ледника по Днепровской низменности, совсем не заходившего не только в Окско-Донскую, но даже в Мещерскую низменность. Нельзя объяснить крестообразное пересечение границ распространения днепровского и донского ледников на севере Среднерусской возвышенности. Следует обратить внимания и на такой факт: а что во время донского и днепровского оледенений представляли собой Среднерусская и Приволжская возвышенности? Нунатаки? С физической точки зрения нельзя объяснить: как мог двигаться, например, донской ледник, толщиной около 100 м., по плоской или даже с обратным по отношению к направлению движения ледника наклоном поверхности Окско-Донской низменности? Из существующих источников известно, что для начала слабого движения ледника при наклоне местности в 1° нужна толщина льда более 62 м, а для заметного движения при таком же наклоне – более 600 м. Но, ведь даже реки, текущие по этой низменности, имеют уклоны на порядок меньше необходимых величин.

Не утихает дискуссия о числе и границах распространения среднечетвертичных оледенений. Начиная с трудов И.П.Герасимова и К.К. Маркова большинство исследователей придерживалось точки зрения о двух широко распространенных в центральном регионе ВЕР моренных комплексах. Различие мнений состояло лишь в том, что одни исследователи считали эти комплексы принадлежащими двум разным оледенениям – днепровскому и московскому, другие – московское оледенение считали стадией днепровского. И теми и другими максимальным признавалось днепровское оледенение. Однако за последние годы стратиграфия среднего неоплейстоцена этого региона претерпела не только существенные, но бесконечно меняющиеся преобразования, что свидетельствует о ненадежности методов, положенных в основу этих «преобразований».

Ниже я приведу результаты многолетних, детальных **площадных** (подчеркну это) полевых исследований сотрудников кафедры геоморфологии и палеогеографии и лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета Московского университета на территории Сатинского учебно-научного полигона. Полигон, площадью более 20 км², расположен в среднем течении р. Протвы (СВ Калужской области). На этой территории пробурено несколько десятков буровых скважин преимущественно до коренных пород (С₂), описано более 20 естественных обнажений и множество шурфов. Это позволило воспроизвести **распространение**, условия залегания, мощность и состав каждого стратиграфического горизонта квартала центральной части ВЕР. Анализ полученных данных позволил сделать вывод о том, что средний неоплейстоцен представлен здесь **двумя**, различными по многим параметрам моренными комплексами, отделенными друг от друга мощной (до 60 м) толщей озерно-аллювиальных и флювиогляциальных межледниковых отложений, содержащих теплые спорово-пыльцевые спектры (до 20 % широколиственных пород). Возраст верхнего моренного комплекса (по TL-методу) – от 220 до 150 тысяч лет назад (т.л.н.), нижнего – 310-270 т.л.н., межледниковой толщи – 265-213 т.л.н., что соответствует 6, 8 и 7 стадиям изотопно-кислородной шкалы. Среднечетвертичный возраст этой толщи подтвержден и тем, что залегает она на лихвинских и кроется микулинскими отложениями, возраст которых определен по содержащимся в них палиноспектрам и данным радиометрических методов. Наличие между двумя моренными комплексами межледниковых отложений позволило сделать вывод о самостоятельности днепровского и московского оледенений. Главным же доказательством самостоятельности этих оледенений является **различие рельефа** областей их распространения. Там, где распространен московский ледниковый комплекс наблюдается рельеф, именуемый в геоморфологии **вторичная моренная равнина**. Здесь ледниковые отложения принимают непосредственное участие в строении рельефа. Южнее границы распространения московской морены – рельеф **эрозионно-денудационный** и наблюдаемая

здесь в разрезах днепровская морена прямого участия в его строении не принимает. К сказанному можно добавить (а для меня, геоморфолога-географа, это очень важно), что эта граница является ландшафтной (достаточно взглянуть на соответствующие карты).

Не лучше обстоит дело со стратиграфией и палеогеографией верхнего звена неоплейстоцена. И если для последнего этапа этого звена (МИС2) существуют более или менее сходные точки зрения, то по другим этапам такого согласия нет. Конспективно отмечу следующие аспекты. Нет единой точки зрения о ранге ранневалдайского (калининского, МИС4) оледенения: было ли оно самостоятельным или это ранняя стадия единого валдайского оледенения. Принципиально разные точки зрения существуют о границах этого оледенения. (Эта проблема может быть решена только на основании детального анализа строения и истории развития рельефа территории между границами ошашковского и московского оледенений по типу Сатинского полигона). Мало внимания уделено физико-географической обстановке эпохи калининского оледенения и еще меньше эпохе МИС3. Приходится констатировать, что из палеогеографического анализа выпал громадный (≈ 50 тыс. лет) отрезок времени, который, как это следует из анализа кривой изотопно-кислородной шкалы, характеризовался частыми и весьма существенными колебаниями глобального климата, которые не могли не найти отражения в событиях в пределах ВЕР. Во внеледниковых регионах ВЕР большое внимание было уделено описанию строения и генезиса осадков, выполняющих погребенные эрозионные формы рельефа, созданные в конце московского оледенения - начале микулинского межледниковья. (Надо отметить, что по этой проблеме сделано довольно много и для палеогеографического анализа это очень важно). Однако нельзя не констатировать, что практически отсутствуют сведения о плакорах. Нет геолого-геоморфологических профилей между речными системами (от водораздела до водораздела), которые позволили бы более надежно судить об истории развития конкретной территории, в том числе и об истории погребенной эрозионной сети. Без таких сведений возникает сомнение в правильности интерпретации рельефообразующих процессов, приведших к погребению позднемосковско-микулинских эрозионных форм и, в частности, необъяснимости наблюдаемого явления – несовпадения тальвегов современных и погребенных эрозионных форм, или даже возникновения инверсионного (!) рельефа по отношению к тальвегам погребенных эрозионных врезов.

Отсутствие достоверных сведений о физико-географической обстановке эпох МИС4 и МИС3, породило целый ряд дискуссионных вопросов по другим палеогеографическим проблемам верхнего звена неоплейстоцена. Я остановлюсь только на одной из них, пожалуй, наиболее дискуссионной – проблеме возраста поздненеоплейстоценовых трансгрессий Каспийского моря и их соотношения с оледенениями северной части ВЕР. Надо отметить, что для этого звена сходная точка зрения существует только по возрасту позднехазарской трансгрессии Каспия. Все исследователи коррелируют её с карангатской трансгрессией Черного моря, микулинский возраст которой не вызывает сомнений. Наибольшие расхождения среди исследователей Каспия касаются возраста хвалынской трансгрессии, особенно раннехвалынской. Обусловлены они тем, что при определении возраста этих трансгрессий предпочтение отдается методам «абсолютной» геохронологии, геолого-геоморфологические данные практически игнорируются. Мне уже приходилось писать об этом в (Рычагов, 1997), а затем в (Рычагов, 2014). Фактический материал, приводимый в этих работах, который свидетельствует о длительности этого этапа в истории Каспия, остается «не замеченным», так как объяснить его, исходя из существующих «абсолютных» датировок, невозможно.

Коротко остановлюсь на этой проблеме еще раз. В 70-х гг. прошлого столетия мною впервые была составлена хронологическая шкала каспийских трансгрессий, в основу которой были положены TL-датировки, хотя я располагал более многочисленными ^{14}C и Th/U датировками. В обоснование своей позиции я приводил такие данные: из имевшихся у меня к тому времени 38 ^{14}C датировок средний возраст нижнехвалынских отложений (h_{v1}) оказался равным 15100 лет, а 34 - образцов верхнехвалынских (h_{v2}) – 13773 лет, т.е. первые

оказались всего на 1300 лет древнее вторых. По данным же Th/U метода средний возраст 12 образцов $h\nu_1$ отложений (12983) оказался почти на 3000 лет моложе 14 образцов $h\nu_2$ отложений (15861). Поэтому было отдано предпочтение TL-датировкам. Выбору TL-метода способствовало и то, что для $h\nu_2$ отложений средние значения по всем этим методам оказались сопоставимыми: ^{14}C –13773, Th/U–15861, TL–16467, а TL-датировки $h\nu_1$ отложений более соответствовали палеогеографическим реконструкциям, основанным на геолого-геоморфологическом анализе истории развития рельефа Каспийского региона. С тех пор мало что изменилось. В вышедшей в 2013 г. статье (Арсланов и др., 2013) приведены ^{14}C -датировки $h\nu_1$ и $h\nu_2$ отложений, из которых следует, что $h\nu_1$ трансгрессия всего на 900 лет старше $h\nu_2$. В этой же статье приведены ^{14}C и Th/U датировки $h\nu_1$ и $h\nu_2$ отложений из описанных мною ранее обнажений, с дополнением калиброванных дат. Нижнехвалынские отложения, мощностью около 5 м, слагают верхнюю часть отмершего клифа Каспийского моря в 750 м к югу от устья р. Манас. Высота клифа около 60 м, абс. высота бровки обнажения 32 м. Здесь вскрываются осадки одной из ранних стадий $h\nu_1$ трансгрессии. ^{14}C возраст раковин *Didacna parallella* (из слоя 2 этого обнажения) – 11600 лет, калиброванный по [6] – 13620 лет. Согласно Th/U методу средний возраст этих раковин (по внешней и внутренней фракциям)–12600 лет. Образец $h\nu_2$ фауны (*Didacna praetrigonoides*) взят из берегового вала одной из последних стадий $h\nu_2$ трансгрессии (сартасской). Абсолютная высота вала -11, -12 м. Средний ^{14}C возраст этих раковин (по внешней и внутренней фракциям) – 12910 лет, калиброванный по [6] – 15680. Средний Th /U возраст этого образца (по двум фракциям, по (Арсланов и др., 2013) – 13575. Из приведенных данных следует, что одна из **ранних стадий $h\nu_1$ трансгрессии моложе одной из последних стадий $h\nu_2$ – на сотни и даже тысячи лет:** на 975 лет по Th/U-методу и на 1310 лет по ^{14}C (по калиброванным данным – на 2060 лет). На мой взгляд, «достоверность» приведенных данных о возрасте $h\nu_1$ отложений не требует комментариев, так как они не соответствуют основному принципу стратиграфии – **принципу Стенона**. Что касается $h\nu_2$ отложений, то, как было сказано выше, их возраст сопоставим по разным методам абсолютной геохронологии.

Я уделил довольно большое внимание возрасту хвалынских отложений по двум причинам: во-первых, потому, что ^{14}C и Th/U-датировки этих отложений не согласуются с геолого-геоморфологическими реконструкциями палеогеографических событий, о чем я писал в выше указанных работах (Рычагов, 1997; Рычагов, 2014), во-вторых, потому, что радиометрические данные $h\nu$ отложений положены в основу существующих (на мой взгляд, некорректных) корреляционных схем соотношения хвалынских трансгрессий Каспия с оледенениями северной части ВЕР (в частности, отнесения последних стадий $h\nu_1$ трансгрессии и всей $h\nu_2$ к голоцену). Исходя из общегеографического анализа развития природной среды, я считал и считаю, что оба события – чередование ледниковых и межледниковых эпох на севере ВЕР и трансгрессий и регрессий Каспийского моря есть следствие **единого процесса – глобального изменения климата**, и полностью согласен с мнением (Каплин и др., 1966), что наиболее благоприятными условиями для развития каспийских трансгрессий было время «...когда не таяли, а наоборот, интенсивно образовывались ледники» (с. 745). Данные о возрасте $h\nu_1$ трансгрессии, приведенные в работе Арсланова с соавторами (Арсланов и др., 2013) – от 12,5 до 16 т.л.н.(кал.), соответствуют лужской и более поздним стадиям деградировавшего ошашковского ледника, когда его талые воды никакого влияния на объем стока Волги и, как следствие, на уровень Каспия оказать не могли.

Исходя из имеющихся сведений о геолого-геоморфологическом строении каспийского региона и истории развития Каспия, можно сделать следующий вывод: хвалынский этап - это сложный и длительный этап в его истории, охватывающий всю вторую половину верхнего звена неоплейстоцена. Он характеризуется двумя самостоятельными трансгрессиями – ранее- и позднехвалынскими, которые имели место в **доголоценовое время**.

Географический подход к палеогеографическим реконструкциям и сопоставление данных, полученных теми или иными методами, с кривой изотопно-кислородной шкалы, характеризующей состояние природной среды Земли, помогут, более объективно оценивать характер и временные рамки имевших место палеогеографических событий.

Список литературы:

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В., Лаврушин Ю.А. и др. 1997. Четвертичная геология и палеогеография России. // М.: изд. ГЕОС 209 с.

Арсланов Х.А., Свиточ А.А., Чепалыга А.Л. и др. 2013. О возрасте хвалыньских отложений Каспийского моря по данным датирования раковин моллюсков ^{14}C и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ методами. // VIII Всерос. совещ. по изуч. четверт. периода. Сб. статей. Ростов на Дону, с. 34-36.

Калинин Г.П., Марков К.К., Суетова И.А. 1966. Колебания уровня водоемов Земли в новейшем геологическом прошлом. //Океанология. Т.6., вып. 5, с. 737-746.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Русской равнины. 2008. // Изд-во географ. ф-та МГУ, 167 с.

Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. 2012. О ледниковой стратиграфии и палеогеографии центра Восточно-Европейской равнины. //Вестник МГУ, сер. 5-геогр. № 1, с. 36-45.

Рычагов Г.И. 1997. Плейстоценовая история Каспийского моря. Изд-во МГУ, 268 с.

Рычагов Г.И. 2014. Хвалынский этап в истории Каспийского моря. // Вестник МГУ, сер. 5-геогр., № 4, с. 3-9.

РЕЛИКТОВАЯ КРИОГЕННАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА ЗАВОЛЖСКО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.Г. Рябуха

Институт степи УрО РАН, Оренбург, Россия, annaryabukha@yandex.ru

RELICT CRYOGENIC TOPOGRAPHY IN THE TRANSVOLGA-URAL REGION

A.G. Ryabukha

Institute of Steppe RAS, Orenburg, Russia

Одним из значительных событий в палеогеографической науке XX века стало открытие существования в плейстоцене наряду с покровными оледенениями обширной перигляциальной гиперзоны, которая распространялась на многие сотни, а иногда и тысячи, километров от границы ледников и занимала значительную часть территории Евразии (Величко, 1973). Для перигляциальной гиперзоны был характерен очень суровый и засушливый климат с многолетней или мощной сезонной мерзлотой, скудной растительностью и арктической фауной, в которой формировались специфические формы рельефа и коррелятивные им осадки с характерными текстурами (Бутаков, 1986). Не менее важным событием стало открытие в начале 60-х годов XX в. А.А. Величко геоморфологического проявления древних мерзлотных процессов, вылившееся в учение о реликтовой криогенной морфоскульптуре или микрорельефе (РКМ) (Величко, 1964, 1965, 1973; Бердников, 1976). Широкое использование аэрофото- и космических снимков позволило установить на самых разных геоморфологических уровнях – на речных террасах, в пределах плакоров и приводораздельных склонов на обширных пространствах бореальной и степной зон умеренного пояса существование остаточно-мерзлотного микрорельефа: полигонально-блочного, блочно-западинного, бугристо-западинного, крупноблочного, веерной бороздчатости и т.д. Было доказано, что комплекс РКМ сформировался в конце плейстоцена и относится к завершающей фазе валдайской эпохи (приблизительно от 20 до 15-13 тыс. лет назад). Проявления РКМ чрезвычайно многообразны и зависят от комбинации многих палеоландшафтных факторов (прежде всего литологического и геоморфологического), а также от палеоклиматических условий и возраста РКМ.

Целью проведенного исследования стало выявление территориальных особенностей и закономерностей развития РКМ Заволжско-Уральского региона. Район исследования расположен на крайнем юго-востоке Восточно-Европейской равнины на территории Общего Сырта, Подуральского плато и северной заволжской части Прикаспийской низменности. Проведенные исследования, основанные на анализе КС (Google Earth, SAS.Планета), материалов геологической, геоморфологической и ландшафтной съемки, а так же на материалах полевых работ, привели к выводу о повсеместном развитии на территории Заволжско-Уральского региона реликтовой криогенной морфоскульптуры. Разнообразие типов РКМ региона обусловлено, прежде всего, литологией подстилающей поверхности и приуроченностью к различным геоморфологическим элементам.

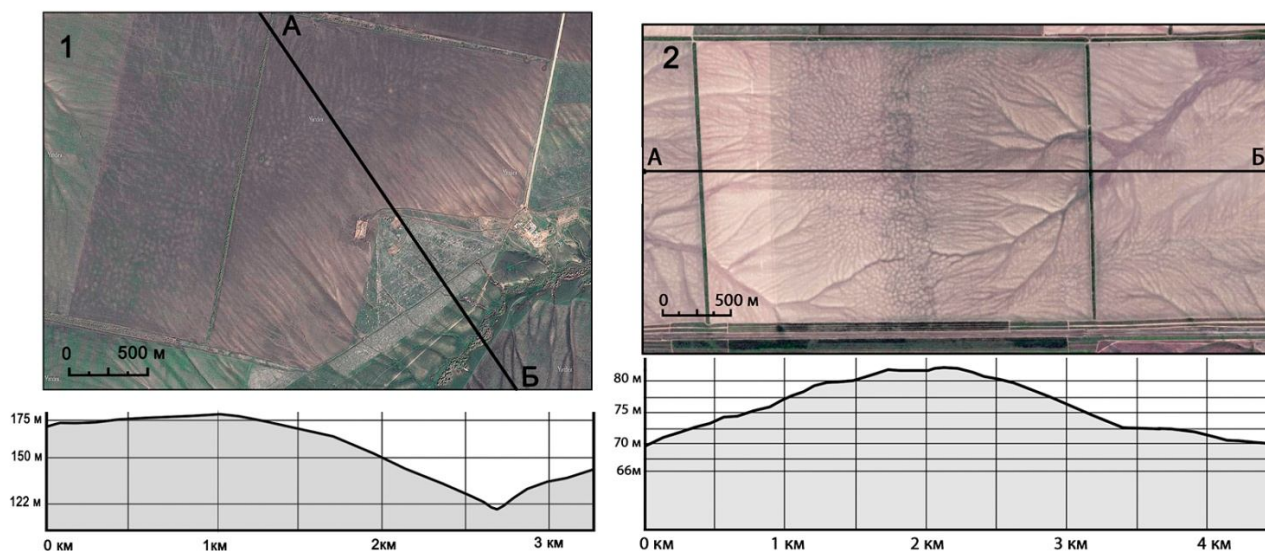


Рис. 1 – фрагмент космического снимка с полигонально-блочным и продольно-полосным рельефом и профиль по линии АВ: 1) Общий сырт (10 км юго-западнее п. Погромное) 2) Подуральское плато (10 км западнее г. Аксая).

Для эрозионно-денудационных равнин Общего Сырта и Подуральского плато, перекрытых плащеобразно залегающими лессовыми толщами и состоящих из широких плосковыпуклых увалов и междуречий, характерно практически повсеместное распространение полигонально-блочных и продольно-полосных форм палеокриогенного рельефа (рис. 1). Выровненные платообразные вершины увалов покрыты сетью полигонально-блочного рельефа разной степени сохранности, который хорошо диагностируется на космоснимках по рисунку на распаханых полях (хорошо видна система светлых ячеек, ограниченных более темными линиями). На местности он представлен пологими микроповышениями относительной высотой 0,2-0,3 м, тетрагональных, часто округлых очертаний и разделяющей их сетью плоских ложбинообразных понижений (следы древних трещин). Размеры блоков составляют в среднем 30-50 м, но встречаются и более крупные. В плане блочный микрорельеф образует сплошную полигональную решетку в виде «сотового» рисунка. В рельефе он выражен очень слабо и поэтому на местности не всегда заметен. В верхней части склонов полигоны объединяются в более крупные (до 80-120 м) удлинённые формы, направленные вниз по склону. На длинных и пологих склонах возвышенностей (более 2-3°) правильная полигональная решетка трансформируется в продольно-полосный (эрозионно-термокарстовый, веерная борозчатость) рельеф, представляющий собой серию едва заметных ложбин, проявляющихся на вспаханных участках в виде более темных полос шириной 20-40 метров, расположенных параллельно друг другу и ориентированных вдоль склона. Ложбины очень слабо выражены в рельефе и отчетливо проявляются лишь на космических снимках. Чрезвычайно высокая густота ложбинного рельефа характерна для пологих склонов Общего Сырта. По мнению А.И.

Попова образование продольно-полосного рельефа предопределено сетью морозобойных трещин, в последующем преобразованных в межблочья в результате десерпции, термокарста, солифлюкции и др. эрозионных процессов. При этом вырабатывались системы наиболее разработанных «стволовых русел» – межблочий, вытянутых параллельно друг другу по склону, а перпендикулярные «стволовым» поперечные полосы разрабатывались слабее (Попов, 1962). Таким образом, налицо неравномерное освоение экзогенными процессами трещинной системы, которая в данном случае трансформируется в систему субпараллельных ложбин.

На водораздельных поверхностях эрозионно-денудационных равнин региона, перекрытых лессовым чехлом, преимущественное развитие получил полигонально-блочный (размеры блоков 30-50 м) и слитно-полигональный рельеф. На пониженных участках рельефа (террасы небольших рек) при близком залегании грунтовых вод сформирован однотипный полигонально-блочный микрорельеф, размеры блоков и межблочий которого в 1,5-2 раза больше, чем размеры аналогичных форм на водораздельных поверхностях.

В пределах аккумулятивно-аллювиальных низменных равнин региона преимущественное распространение получил слитно-полигональный, блочный и блочно-западинный микрорельеф, который характеризуется сглаженными блоками (блоки более крупных размеров до 150-200 м) и большой разработанностью ложбин, характерным элементом являются округлые или овальные западины, выраженные на космоснимках в виде темных пятен.

При изучении палеокриогенного рельефа северной заволжской части Прикаспийской низменности (древнеморской аккумулятивной низменной суглинистой равнины) в первую очередь бросается в глаза большое количество западин. Это, прежде всего, крупные плоскodonные округлые западины (размером от нескольких десятков до нескольких сотен метров), являющиеся палеоаласами, и мелкозападинный рельеф широко, распространенный на суглинистых равнинах. Основной формой этого своеобразного микрорельефа являются испещряющие поверхность микрозападины диаметром от 5 до 20-30 м и глубиной от 30 до 50 см, чередующиеся со слегка повышенными участками. Существует множество гипотез о происхождении западинного рельефа Прикаспийской низменности (карстовая, суффозионная, эрозионная, выщелачивания солей и др.). Наиболее часто в литературных источниках встречается гипотеза о его суффозионно-просадочном происхождении. Однако, по мнению профессора В.А. Николаева, малая мощность покровных лессовидных суглинков и близкое залегание от поверхности водоупора противоречат гипотезе о суффозионно-просадочном происхождении западинного рельефа. В.А. Николаевым было обосновано палеокриогенное происхождение мелкозападинного рельефа Прикаспия (Николаев, Копыл, Пичугина, 1995, 1998). В строении микрозападинного рельефа участвуют три основных вида микроформ: микрозападины; слабо выраженные ложбинообразные понижения, образующие в совокупности ортогональную сеть; микроповышения. В совокупности они формируют полигональную блочно-западинную морфоскульптуру. Небольшие размеры западин, но при этом их хорошая сохранность, позволяют предположить, что их образование произошло в последнее короткое, но сильное похолодание перед голоценом (поздний дриас 10,9-10,2 т.л.н.), когда вечная мерзлота здесь уже отсутствовала, но существовали условия глубокого сезонного промерзания и полного летнего протаивания. Аналогичные формы рельефа чрезвычайно широко распространены в Забайкалье и Восточной Сибири, в районах с резко-континентальным относительно сухим малоснежным климатом, обуславливающим глубокое сезонное промерзание, морозобойное трещинообразование и глубокое летнее протаивание (Попов, 1960). При полном отсутствии вечной мерзлоты происходит инфильтрация атмосферных вод, которая накладывает определенный отпечаток на формирующийся полигональный рельеф, и в результате полигональные формы приобретают черты суффозионного рельефа. При этом возникает явление просадки, которая особенно значительна на пересечениях – «крестовинах», или прямоугольных сопряжениях морозобойных трещин. Так возникают впадины, соединенные менее глубокими и менее

широкими понижениями, которые в совокупности образуют полигональные формы. Вследствие наибольшей глубины впадин на сопряжениях и пересечениях трещин весьма часто создается впечатление рельефа типа замкнутых котловин (Попов, 1960).

Детальный анализ территории северной части Прикаспийской низменности, с использованием данных дистанционного зондирования выявил, что практически вся ее поверхность состоит из системы однообразных блоков, со всех сторон ограниченных широкими слабо пониженными полосами (рис. 2). Наиболее хорошо они дешифрируются на территории Урало-Кушумской, Эльтонско-Боткульской, Джаныбекской суглинистых равнин, Узенско-Чижинской системы разливов бессточных рек, и частично в пределах Арал-Сорской озерно-солончаковой депрессии. Блоки представляют собой обособленную положительную форму рельефа, округлых или овальных очертаний, поверхность блоков покрыта мелкозападинным рельефом. Блоки достигают размеров нескольких сот метров, а иногда до 1000 м, в поперечнике. На местности крупноблочный рельеф, представленный серией слабоприподнятых полей-блоков и нечетких, довольно широких ложбин, разделяющих блоки, из-за крупных размеров и сильного изменения за счет различных агентов денудации, практически незаметен. В литературных источниках неоднородность поверхности Прикаспийской низменности, чаще всего, связывают с эрозионными процессами. Не умаляя их роли в развитии межблочий, можно сделать вывод, что расчленение поверхности на блоки предопределено сетью морозобойных трещин, впоследствии преобразованных в межблочья эрозионными процессами.

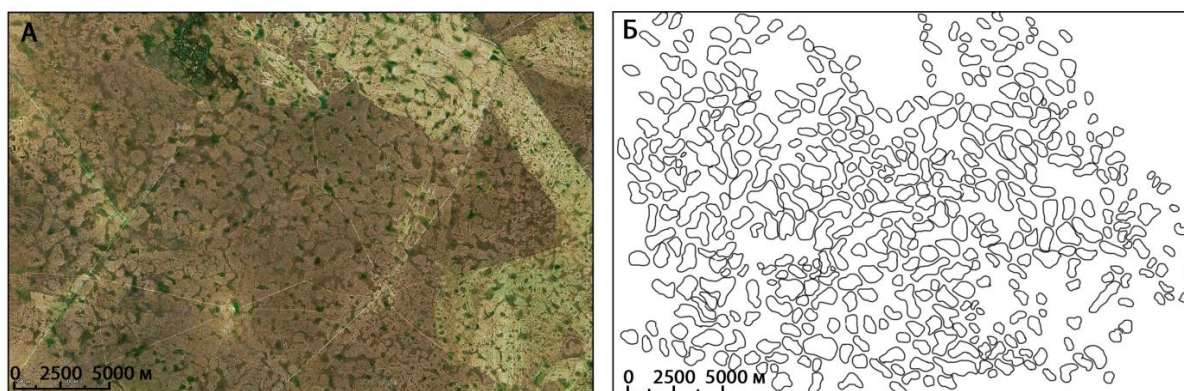


Рис. 2. – фрагмент космического снимка (SAS.планета) Прикаспийской низменности в районе Урало-Кушумского междуречья с крупноблочным рельефом.

В плане конфигурация пониженных полос, соединенных в закономерно построенную сеть, которые разделяют блоки, вполне соответствует тетрагональным системам морозобойных трещин. Крупные блоки, в свою очередь, были расчленены на более мелкие полигоны, представленные в настоящее время реликтовым западинным и блочно-западинным микрорельефом. Неровности рельефа, связанные с морозобойными трещинами, служили путями, направляющими в пространстве течение различных физико-географических процессов – эрозии, нивации, термокарста и т.д. (Попов, 1960). По мере разработки трещин экзогенными агентами, угловые контакты сопрягающих трещин были сглажены, закруглены, и в результате блоки приобрели округлую и овальную форму.

Образование, крупноблочного рельефа, очевидно, следует связать со второй половиной позднего плейстоцена, с эпохой максимального похолодания (20-15 т.л.н.), когда раннехвалынская равнина была уже сушей, но оставалась крайне слабо дренированной. Можно предположить, что крупнополигональная сеть возникла здесь на обширных, однородных в геологическом отношении, еще не расчлененных пространствах сильно увлажненных морских и дельтово-аллювиальных отложений и послужила основой для последующего расчленения поверхности, с выделением крупных, а затем и более мелких блоков. Аналогичные формы рельефа описаны А.И. Поповым на Севере Западной Сибири и

в Большеземельской тундре, А.А. Величко и В.В. Бердниковым крупноблочный рельеф (правда, меньших размеров) выделен для территории бассейна Верхней Волги.

Попов А.И. изучая рельеф Большеземельской тундры, отмечал, что «крупные полигональные системы развивались вне связи с трещинным льдом. Можно допустить влияние трещинного льда, на первых стадиях формирования крупных блочных систем, когда трещины, их ограничивающие, еще не подверглись сколько-нибудь существенной переработке другими экзогенными процессами. Возможно, что таяние вначале существовавших в зоне трещин клиньев льда способствовало начальному формированию межблочных полигонных полос. Однако это лишь предположение: современные, не столь крупные полигоны на минеральном субстрате и главным образом на сравнительно возвышенных элементах рельефа, возникают и развиваются вне связи с трещинным льдом. Углубление и расширение зон первоначально заложившихся трещин шло под влиянием совсем иных экзогенных процессов» (Попов, 1960).

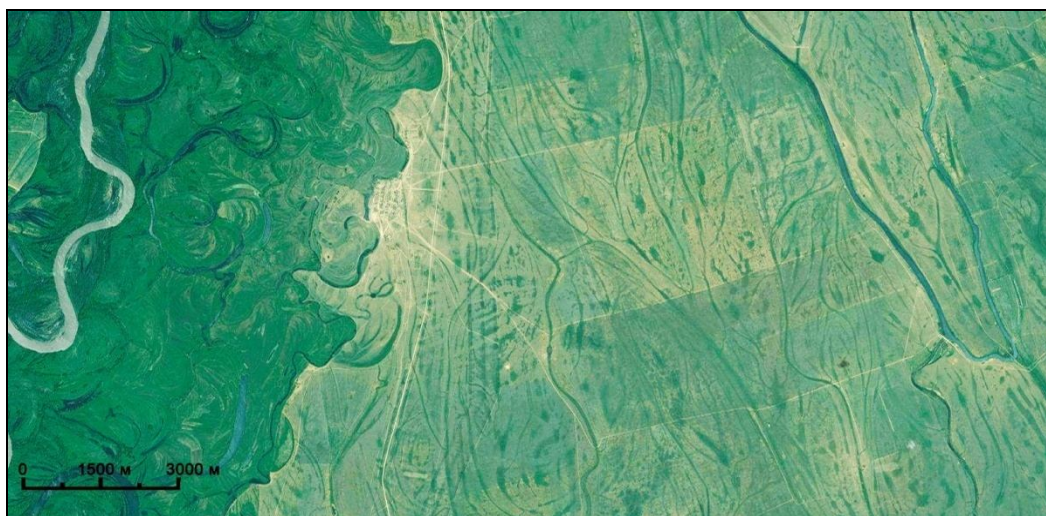


Рис. 3 — фрагмент космического снимка позднехвалынской террасы р. Урал с ложбинным рельефом.

С перигляциальным наследием Прикаспия можно связать развитие так называемого ложбинного рельефа, распространенного в пределах плоской, широкой (8-14 км) позднехвалынской террасы р. Урала, сложенной толщей палевых аллювиальных суглинков (2-3 м), залегающих на хвалынских морских песках и глинах (Доскач, 1979). Поверхность террасы прорезана целой системой неглубоких, почти меридиональных, сухих ложбин, тянущихся несколькими рядами в виде прямолинейных, узких и длинных (до нескольких км) понижений рельефа с относительным колебанием высот дна и бортов от 1 до 3 м (рис. 3). Глубокие ложбины имеют большей частью ясно выраженные склоны, мелкие же ложбины постепенно сливаются с окружающими пространствами. Ширина их колеблется от нескольких, до нескольких десятков, метров. Наряду с крупными разработанными ложбинами, хорошо выраженными на местности, на космоснимках читается большое количество ложбин меньшего размера на местности практически не заметных. Анализ космических снимков показывает, что данные ложбины объединены в закономерно построенную полигональную сеть, состоящую из нескольких генераций. Прямолинейность ложбин, их полигональное расположение, в сочетании с крупными палеотермокарстовыми западинами и мелкозападинным рельефом, указывает на их предопределенность морозобойными трещинами, в последующем преобразованных в ложбины термокарстом, эрозией, нивацией (на космоснимках хорошо видно как в ложбинных до начала июня лежит снег) и др. процессами.

Реликтовая криогенная морфоскульптура широко распространена на территории Заволжско-Уральского региона и требует дальнейшего детального изучения и подтверждения.

Работа выполнена по теме НИР ИС УрО РАН «Ландшафтные и биологические факторы устойчивого развития геосистем Заволжско-Уральского региона» и по проекту «Природная среда Южного Урала в условиях изменяющегося климата и возрастающего антропогенного воздействия» комплексной программы Уральского отделения РАН.

Список литературы:

- Доскач А. Г. Природное районирование Прикаспийской полупустыни. М.: Наука, 1979. 142 с.
- Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. – 126 с.
- Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал Русской равнины. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1986. – 144 с.
- Величко А.А. Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы / Четвертичный период и его история. – М.: Изд-во АН СССР, 1965. – С. 104–120.
- Величко А.А. 1973. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 256 с.
- Николаев В.А., Копыл И.В., Пичугина Н.В. 1995. Фациальная структура полупустынного ландшафта в Северном Прикаспии // Вестн. Моск. ун. -та. Сер. 5. Геогр. М.: изд-во МГУ, № 2, с. 74 - 83.
- Николаев В.А., Копыл И.В., Пичугина Н.В. 1998. Ландшафтный феномен солянокупольной тектоники в полупустынном Приэльтонье // Вестн. Моск. ун. -та. Сер. 5. Геогр. М.: изд-во МГУ, № 2, с. 35 -39.
- Попов А.И. 1960. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: изд-во МГУ, с.10-36.
- Попов А.И. 1962. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М.: изд-во МГУ, с. 109-130.
- Попов А.И. 1958. Блочный рельеф на севере Западной Сибири и в Большеземельской тундре // Вопросы физической географии полярных стран. М.: изд-во МГУ, вып. 1, с. 146-154.

ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Т.В. Сапелко

Институт озероведения РАН, г. Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru

CHALLENGES IN THE INTERPRETATION OF PALEO GEOGRAPHIC DATA FROM SEDIMENTARY SECTIONS OF DIFFERENT ORIGIN

T.V. Sapelko

Institute of Limnology RAS, Russia,

При изучении разрезов плейстоценового и голоценового периодов мы сталкиваемся с различными трудностями. Прежде всего, возникает проблема корреляции данных разрезов различного генезиса. При изучении одной и той же проблемы мы можем получить разные результаты, если для исследования использованы разрезы морского, озерного, болотного, речного, археологического, террасового, пещерного или других генезисов.

В качестве примера можно привести изучение истории Балтийского моря. Различные этапы развития Балтики исследуют с помощью колонок морских отложений непосредственно самой современной котловины Балтийского моря (Григорьев и др., 2009); прибрежных террасовых и речных разрезов (Dzieduszyńska et.al., 2014); озерных разрезов на территории, которая затапливалась на прошлых этапах развития Балтики (Miettinen et.al., 2007); торфяников – свидетелей регрессивных стадий Балтики (Клейменова и др., 1998) и археологических памятников (Герасимов и др., 2014), фиксирующих уровень моря, выше которого балтийские воды не могли подниматься. Мы изучили разрезы различного генезиса

с помощью комплексного анализа, где основным являлся палинологический. Одним из надежных методов для выполнения корреляции между разрезами является анализ пыльцы, а также корреляция пыльцевых зон различного генезиса. Реконструировать изменение природной среды, например, по разрезам археологических памятников не очень корректно без сопоставления результатов исследования с подобными материалами из обнажений близ лежащих природных объектов (озера, торфяника и т.д.). По характеру донных отложений озера (или другого природного объекта) мы можем проследить природный фон динамики окружающих ландшафтов, естественные закономерности изменения растительного покрова, климата. По разрезу археологического памятника мы выявляем антропогенную составляющую этих изменений. Таким образом, сравнение данных из разных типов разрезов позволяет выделить антропогенную составляющую изменений природной среды и, как следствие, отличить естественные изменения растительности от влияния человеческой деятельности. Последнее представляет интерес особенно для исследований позднеголоценовых отложений для того периода, когда человеческое воздействие на растительный покров иногда превышает климатическое воздействие. При этом геоморфологические и археологические данные, а также некоторые другие анализы дают дополнительную информацию для дальнейшей проверки реконструкций. Большое значение имеет подтверждение полученного по палинологическим данным возраста отложений с помощью радиометрических методов. По крайней мере, один из изучаемых разрезов должен иметь несколько радиоуглеродных датировок, в то время как остальные разрезы можно сопоставить по сходным палинозонам. Ранее большинство исследований археологических и «естественных» разрезов выполнялись независимо друг от друга. По любому разрезу, независимо от характера отложений, проводились реконструкции растительного покрова, климатических изменений и т.д. Однако полученные в результате реконструкций по археологическим разрезам данные имеют узколокальный характер. Кроме того, общая картина осложнена серьезными нарушениями природной среды под воздействием человека.

Попытка сравнить результаты разных типов разрезов была предпринята в рамках исследований на Карельском перешейке (Северо-Запад России), когда были изучены озерные и болотные отложения (Dolukhanov et.al., 2007; 2009), а также разрез археологического памятника Озерное 3 (Сапелко и др., 2008). По всем объектам (*таблица*) детальные реконструкции на основе палинологических данных затем были подтверждены результатами других анализов (литологическим, геохимическим, диатомовым, радиоуглеродным). Удалось проследить этапы развития природной среды на протяжении голоцена. При этом благодаря изучению донных отложений озер мы получили ход естественного развития растительного покрова на региональном уровне. Палинологические данные из болотных отложений позволили охарактеризовать более локальные изменения растительности и климата, в то время как реконструкция растительности по археологическому разрезу дала возможность определить антропогенную принадлежность окружающих ландшафтов на нескольких этапах голоцена. Полученные результаты изучения археологического памятника без учета данных из озерных и болотных отложений могли быть неправильно интерпретированы. И наоборот, некоторые изменения растительного покрова под воздействием человека могли бы быть ошибочно объяснены климатическими колебаниями по итогам изучения озерных и болотных разрезов. Помимо наличия рудеральных видов и появления культурных злаков, антропогенные изменения в растительном покрове выражалось и в изменении лесных сообществ в результате пожаров и вырубок, связанных с поселениями человека. По результатам проведенных исследований начало антропогенного воздействия по нарушениям растительного покрова на Карельском перешейке фиксируется с атлантического периода. Колонка морских отложений изучена в восточной части Финского залива. С ее помощью мы проследили динамику растительности на значительной территории Балтийского региона со среднедриасового до субатлантического периода. Однако судить о развитии конкретного региона, например, Карельского перешейка, по данным колонки морских отложений затруднительно, т.к. здесь

мы можем охарактеризовать растительность только на зональном уровне. Кроме того, для морских отложений мы часто отмечаем перерывы осадконакопления. В частности, в изученной колонке отмечено отсутствие отложений бореального периода (*таблица.*). В итоге мы проследили изменение природной среды на локальном, региональном и зональном уровнях. Это в свою очередь, дало возможность выявить сходства и различия в палинозонах различного генезиса и правильно интерпретировать полученные результаты. Выполненное исследование дало возможность определить методику дальнейших работ в других регионах.

Описанный выше подход был применен и для исследования изменения природных обстановок в Северном Причерноморье. В этом регионе, также как и на Карельском перешейке, влияние на изменение окружающей среды оказывают несколько факторов. Одним из основных здесь является изменение уровня моря. Трансгрессивные и регрессивные стадии хорошо отражены в результатах изучения донных отложений озер Джарылгач (Sapelko, Subetto, 2007) и Сакского (Gerasimenko, Subetto, 2007) на северо-западе Крымского полуострова. При анализе полученных материалов были сделаны выводы о том, что растительность Западного Крыма в позднем голоцене имеет, в основном, антропогенный характер. Более детального заключения по этому периоду об увеличении или снижении влияния человека на окружающую среду сделать невозможно без дополнительного палинологического анализа многочисленных в этом районе археологических разрезов. Насыщенность Крымского полуострова археологическими памятниками и озерами делает регион привлекательным для такого рода работ. Полученные палинологические результаты для археологических памятников Северо-Западного Крыма (Sapelko, Stolba, 2015) позволили выявить основные черты антропогенных ландшафтов. Еще в одном районе Северного Причерноморья палинологические исследования Семибратнего городища показали развитие антропогенных ландшафтов позднего голоцена (Sapelko, 2010). Выявлены связи процветания и упадка Семибратнего городища, связанные с климатическими факторами, изменением гидросети и динамикой уровня Черного моря. Однако описание растительности по археологическим разрезам носит узколокальный характер, и антропогенная составляющая в археологических разрезах более значима, чем природная. Данные по скважинам, пробуренным вблизи археологического памятника, показали естественный ход развития растительности и климата в регионе (Болиховская и др., 2014). Корреляция палинозон разреза Семибратнего городища с палинозонами, выделенными по скважинам, позволила уточнить общую картину развития природной среды. Также полученные результаты сопоставлены с разрезом морских отложений. Данные об изменениях природы в течение 18 тысячи лет на зональном уровне были получены по колонке отложений Черного моря (Shumilovskikh et.al., 2012). При этом антропогенные изменения растительного покрова по морским отложениям не фиксируется.

В результате заметное влияние человека на растительный покров в регионе по всем изученным голоценовым разрезам фиксируется с атлантического периода. Существенные же изменения растительности под влиянием антропогенного фактора начинаются по всему Северному Причерноморью с суббореального периода. В итоге, получив палинологические данные по разным типам разрезов Северного Причерноморья, мы:

- проверили правильность методики, разработанной по Карельскому перешейку;
- получили возможность реконструировать основные этапы развития растительности, как на локальном и региональном, так и на зональном уровнях;
- получили возможность отделить влияние природных факторов на развитие растительности от антропогенных;
- получили возможность сравнивать археологические данные с результатами анализа природных объектов, и уточнять их хронологию.

Проведенное исследование в Причерноморском регионе позволило подтвердить сделанные на Карельском перешейке выводы.

Частично представленное исследование выполнено в рамках гранта РФФИ № 15-06-05548.

Таблица. Корреляция палинологических данных по разрезам различного генезиса.

Хронология	Этапы развития Балтики	Морской разрез на Финском заливе	Озерный разрез на Карельском перешейке	Торфяник на Карельском перешейке	Археологический разрез на Карельском перешейке
SA	Балтийское море		<i>Pinus - Betula - Picea - Betula nana - Poaceae - Ericaceae</i>	<i>Pinus - Picea - Betula - Cyperaceae</i>	<i>Pinus - Betula - Alnus</i>
SB	Литориновое море	<i>Picea - Pinus</i>	<i>Picea - Pinus - Betula - QM - Aquatic</i>	<i>Picea - Alnus - QM</i>	<i>Betula - Pinus</i>
AT		<i>Pinus - Betula - Alnus - QM</i>	<i>Pinus - QM - Betula - Alnus - Picea</i>		<i>Pinus - Picea - Alnus - Ulmus</i>
BO	Анциловое озеро		<i>Betula - Pinus - Alnus - Picea</i>	<i>Pinus - Betula -</i>	<i>Pinus - Betula - Ericaceae - Poaceae - Cyperaceae</i>
PB	Иольдиевое море	<i>Pinus - Betula - Alnus - Artemisia</i>	<i>Betula - Artemisia - Pinus - Poaceae - Aquatic</i>	<i>Betula - Pinus - Cyperaceae - Poaceae</i>	
DR3	Балтийское ледниковое озеро	<i>Artemisia - Chenopodiaceae - Betula nana</i>	<i>Artemisia - Betula - Chenopodiaceae - Betula nana - Ephedra</i>	<i>Betula - Artemisia - Poaceae - Betula nana</i>	
AL		<i>Artemisia - Dryas octopetala - Pinus - Betula</i>	<i>Betula - Artemisia - Betula nana - Cyperaceae</i>		
DR2		<i>Artemisia - Cyperaceae - Betula nana</i>			

Список литературы:

Болиховская Н.С., Поротов А.В, Кайтамба М. Д., Фаустов С.С. 2014. Развитие природной среды и климата на территории Черноморской дельты Кубани в последние 7 тысяч лет // Вестник МГУ, Сер. 5. География, №1, с. 64-74.

Герасимов Д.В., Крийска А., Нордквист К. 2014. Изменения береговых линий Финского залива по археологическим данным: современное состояние проблемы // Труды IV (XX) Всероссийского археологического съезда. Казань: том IV, с. 306-309.

Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А., Шарапова А.Ю., Сивков В.В. 2009. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // Региональная геология и металлогения, № 40, с. 1103-1114.

Клейменова Г.И., Вишневская Е.М., Долуханов П.М., Латышева Н.М. 1998. К палеогеографии северо-восточного побережья Финского залива в среднем и позднем голоцене // Известия ВГО, СПб.: т.120, вып.4, с. 302-314.

Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Кулькова М.А., Кузнецов Д.Д., Герасимов Д.В., Субетто Д.А. 2008. Реконструкция среды обитания человека на территории Карельского перешейка (по материалам исследования многослойного поселения Озерное-3) // Хронология, периодизация и кросс-культурные связи в каменном веке. Замятинский сборник. Вып. 1 Отв. ред. Г.А. Хлопачев, с.118-144.

Dolukhanov P.M., Shukurov A.M., Arskanov Kh.A., Subetto D.A., Zaitseva G.I., Djinoridze E.I., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A. 2007. Evolution of waterways and early human settlements in the eastern Baltic area: radiocarbon-based chronology // Radiocarbon, vol. 49, N 2, pp. 527-542

Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Djinoridze E.N., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A. 2009. The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // Quaternary International, v. 203, Issues 1-2, Pages 1-128, pp. 33-51

Dzieduszyńska D., Kittel P., Petera-Zganiacz J., Brooks S., Korzeń K., Krąpiec M., Pawłowski D., Płaza D., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Twardy J. 2014 Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (Central Poland) during the Late Weichselian. Quaternary International, 324, pp. 99–114.

Gerasimenko N., Subetto D. 2007. Vegetational and climate changes in the Southern-Western Crimea during the Middle-Late Holocene, based on pollen study of the lake Saki. In: Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. IGCP 521-481 Projects joint meeting and field trip of Project IGCP 521. Extended Abstracts. Gelendzik, Russia, 69-71

Miettinen, A., Savelieva, L., Subetto, D., Dzhinoridze, R., Arslanov, Kh. and Hyvärinen, H. 2007. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history', Boreas, 36:4, pp.441 – 458.

Sapelko T.V., Subetto D.A. 2007. Vegetation changing reconstruction during the Holocene in the North-Western Crimea (on pollen data) // Extended abstracts IGCP 521-481 Joint Meeting and Field Trip: IGCP 521 “Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation” (2005-2009); IGCP 481 “Dating Caspian Sea level change” (2003-2007). Gelendzhik-Kerch, September 8-17, 2007. Moscow: “Rosselskhozakademiya Printing House”, pp.135-136.

Sapelko T. 2010. Holocene Palynology of the Northern Black Sea Coast // IGCP 521-INQUA 501. Abstracts Volume, Rhodes, Greece, pp.183-184

Sapelko T., Stolba V. 2015. Pollen data correlation from archeological and nature archives in the Black Sea coastal areas // Abstract of XIX INQUA Congress 2015 Nagoya, Japan, 27 July—2 August, 2015.

Shumilovskikh L.S., Tarasov P., Arz H. W., Fleitmann D., Marret F., Nowaczyk N., Plessen B., Schlütz F., Behling H. 2012. Vegetation and environmental dynamics in the southern Black Sea region since 18 kyr BP derived from the marine core 22-GC3 2012 // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 337-338, pp. 177–193

КОРОТОЯК – ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

В.В. Семенов

Институт географии РАН, Москва, Россия, semv5@rambler.ru

KOROTOYAK – A REFERENCE SECTION OF QUATERNARY DEPOSITS IN THE RUSSIAN PLAIN

V.V. Semenov

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Разрез Коротояк расположен на высоком коренном берегу р. Дон у впадении в него р. Тихая Сосна, в черте одноименного большого села Острогожского района Воронежской области.

Здесь в черте с. Коротояк вскрыт сложный комплекс неогеновых и четвертичных террас Дона и Тихой Сосны, который практически не отражен в современном рельефе. На восточной окраине села вскрываются акчагыльские, апшеронские и тираспольские аллювиальные образования, залегающие друг на друге. Они обильно насыщены остатками мелких млекопитающих и моллюсков. Акчагыльский аллювий в том регионе был впервые обнаружен Р.В. Красненковым в 1974 году.

Изученные отложения представляют собой аллювий реки Тихая Сосна у впадения ее в Дон. Этим, а также близостью тылового шва, объясняется небольшая мощность аллювия с косой линзовидной слоистостью, плохой ориентированностью, обильными обломками мела и с богатыми остатками мелких млекопитающих и моллюсков.

Не вызывает сомнений близость по возрасту акчагыльского аллювия разрезов Коротояк и Урыв, однако, в последнем разрезе не обнаруживается очень теплый временной интервал, как в Коротояке. Значительное преобладание *Corychium*, *Truncatellina* указывает на существование в это время открытых ландшафтов, а наличие Clausilidae *Eucobresia* свидетельствует о достаточном увлажнении на поверхности почвы и существовании залесенных участков на ее поверхности. Апшеронский (горянский) аллювий наиболее полно вскрыт Р.В. Красненковым и А.К. Агаджняном в левом берегу оврага в 100 м от начала садов с. Покровка. Этот разрез интересен тем, что в нем обнаружено сочетание таманских (одесских) мелких млекопитающих с водными моллюсками, включающими раковины теплолюбивого рода, обнаруженного на территории Европейкой России впервые (Холмовой и др., 1985). На принадлежность изученной коллекции к раннетаманским фаунам указывает преобладание корнезубых полевок в сочетании с архаичными морфотипами лагурид.

В описываемых разрезах апшеронский аллювий лежит на акчагыльских отложениях без заметных следов размыва и погребения в его основании. Ю.И. Иосифова предполагает, что из трех горянских свит, развитых в бассейне Верхнего Дона, уцелели только две нижние.

Содержащие богатейшие остатки мелких млекопитающих и моллюсков акчагыльские и апшеронские отложения выявлены не только в бассейне р. Дон. Подобное соотношение известно и для Волжского бассейна, а для террас Прута и Днестра, где верхнеплиоценовые отложения изучены очень детально, оно не типично.

В разрезе Коротояк отсутствуют растительные остатки, важные для реконструкции палеоклимата. Однако находки среди наземных моллюсков нескольких видов следует рассматривать как указание на очень теплый климат (Холмовой и др., 1985).

Присутствие в разрезах бассейна Верхнего Дона богатейших находок остатков мелких млекопитающих и моллюсков позволяет рассматривать этот регион важнейшим в стратиграфическом и палеогеографическом отношении.

Палеомагнитные исследования в разрезе Коротояк оказались достаточно интересными. Временная магнитная чистка проводилась на всех 210 образцах коллекции. Она оказалась эффективной, особенно для верхней части разреза, но явно недостаточной. Поэтому для разрушения вторичной намагниченности использовалась температурная магнитная чистка

образцов. Часть коллекции (около 30 %) подвергалась поэтапному размагничиванию в температурах 100, 150, 200, 230, 250, 280 и 310⁰С. При каждой температуре образцы выдерживались по 2,5 часа. После их охлаждения проводились измерения естественной остаточной намагниченности (In) по трем составляющим – x, y, z. Поэтапное размагничивание показало, что в интервале температур 200 – 250⁰С направление In существенно не меняется, поэтому основная часть коллекции подвергалась магнитной чистке при температуре 240⁰С.

Изучены образцы из 54 микроуровней (по 2 дубля из каждого). Компонентный анализ был проведен на установке абсерватории «Борок» с автоматической компенсацией геомагнитного поля. В результате установлено, что естественная остаточная намагниченность состоит из двух компонент, одна из которых, по-видимому, вязкой природы и разрушается при нагреве до 220⁰С, а вторая сохраняет направление вплоть до 550⁰С. Основным носителем остаточной намагниченности в изученных отложениях является мелкозернистый гематит, что и объясняет устойчивость естественной остаточной намагниченности к нагревам выше 575⁰С.

В разрезе Коротояк обнаружено две зоны магнитной полярности. Зона обратной полярности охватывает отложения белогорской свиты, верхнеурывской и верхней части нижнеурывской свит. В нижней части верхнеурывской свиты установлены два узких интервала: аномальной (0,35 м) и прямой (0,45 м) намагниченности. Нижележащая зона прямой полярности прослежена до верхов коротоякской свиты.

Полученный результат можно было бы интерпретировать двояко: либо увязать верхнюю магнитозону с хроном Матуяма, а нижнюю – с хроном Гаусс, либо отнести весь разрез к хрому Гаусс, а верхнюю магнитозону к субхрому Каена (или Маммот). Предпочтение отдается первому варианту по следующим соображениям. Во первых, в его пользу свидетельствуют данные по фауне мелких млекопитающих из разреза Коротояк П^а из отложений белгородской свиты и Коротояк I^{а-б} из осадков коротоякской свиты. С другой стороны, характер изменения естественной остаточной намагниченности в аномально намагниченном интервале указывает на перемещение палеополюса в интервале долгот 57 – 77⁰, в то время как в процессе инверсии Гаусс-Матуяма полюс, по имеющимся данным, перемещался в интервале долгот 100 – 138⁰, а во время инверсии Гаусс – Каена – в интервале 275 – 320⁰. Такой подход к идентификации инверсий по траекториям направлений естественной остаточной намагниченности и соответствующих полюсов – перспективен не только в приложении к инверсиям, но и вообще к любым изменениям ориентировки геомагнитного поля, которые получили название экскурсов. Он тем более перспективен для позднекайнозойского времени, изобиловавшего, помимо инверсий, и экскурсами поля. Разрез Коротояк пока единственный на Русской равнине, где фиксируется важнейший магнитостратиграфический рубеж – граница палеомагнитных хронов Гаусс – Матуяма.

Исследования выполнены по плану фундаментальных исследований в рамках Проблемы П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое. История четвертичного периода»/

Список литературы:

Холмовой Г.В., Красненков Р.В., Иосифова Ю.И и др. 1985. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: изд. Воронежского ун-та., с.11 – 47.

**ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ)**

О.С. Сизов

АО «Российские космические системы», Москва, Россия, kabanin@yandex.ru

**CONTROVERSIES IN THE MEDIUM-SCALE GEOMORPHOLOGICAL MAPPING:
THE YAMAL PENINSULA CASE STUDY**

O.S. Sizov

Russian Space Systems, Moscow, Russia

История развития рельефа на полуострове Ямал вот уже несколько десятилетий вызывает споры между приверженцами ледниковой и морской (ледниково-морской) концепций (Атлас..., 2004; Грива, 2005). За последние годы в ходе многочисленных исследований с использованием современных методов датирования (OSL) были получены фактические данные, подтверждающие существование здесь в позднем плейстоцене как покровных оледенений (Svendsen et al., 2004), так и морских трансгрессий (Облогов, 2016). Эти материалы во многом учитываются в ходе масштабных работ по обновлению и актуализации геологических и геоморфологических карт среднего и мелкого масштаба, проводимых в том числе силами ВСЕГЕИ в пределах суши и акватории России. Геоморфологические карты и карты четвертичных отложений по мере готовности становятся доступны широкому кругу пользователей, что дает возможность провести оценку результатов с учетом современных пространственных данных средних масштабов, полученных дистанционными методами.

Целью данной работы является рассмотрение дискуссионных вопросов среднемасштабного (1:200000-1:1000000) геоморфологического картирования и поиск путей оптимизации, повышения производительности и достоверности итоговых картографических произведений. Актуальность решения теоретических проблем развития рельефа, оценки и модернизации методов геоморфологического картирования на примере Ямала обусловлена не только природными особенностями территории, но и активным хозяйственным освоением, масштабы которого неуклонно увеличиваются с вводом в эксплуатацию новых производственных мощностей.

В ходе работы на первом этапе был проанализирован российский и зарубежный опыт геоморфологического картирования районов древних покровных оледенений с учетом возросших технических, информационных и коммуникационных возможностей.

Особый интерес представляют геоморфологические и геологические (surficial geology) исследования в Канаде, где перспективы научных и научно-практических работ связаны с внедрением широкого перечня дистанционных данных – оптических (мультиспектральных, гиперспектральных) и радарных космических снимков среднего и высокого пространственного разрешения, съемки с беспилотных летательных аппаратов, цифровых моделей рельефа (ЦМР), результатов лазерного сканирования, высокоточных измерений спутниковой навигации (Haris et al., 2011). На сайте геологической службы Канады представлены как методические работы по обоснованию использования новых пространственных данных при картировании четвертичных отложений и рельефа, так и непосредственно картографические материалы в растровом и векторном виде (с географической привязкой и атрибутивной информацией) на большую часть территории страны (Geological ...).

Доступность геологических карт и исходных дистанционных данных (космических снимков и цифровых моделей рельефа) можно отметить для территории Аляски (США). Материалы представлены как в виде единого геологического портала, так и в наиболее распространенных форматах, открытых для использования всеми заинтересованными пользователями (Geologic map...).

В качестве примеров российских исследований, в которых используются дистанционные данные, можно привести картирование ледникового и приледникового рельефа в Псковской и Московской областях (Карпухина, 2013; Судакова и др., 2015), а также восстановление истории формирования рельефа в тундрах Колымской низменности (Веремеева, Глушкова, 2016).

Работы по среднемасштабному геоморфологическому картированию территории Ямала осуществляются в настоящее время преимущественно силами ВСЕГЕИ (совместно с подрядными организациями) (Известия..., 2014). На примере доступных картографических материалов можно выделить три группы дискуссионных вопросов, существенно снижающих качество информации:

1. Теоретические вопросы – фундаментальные различия в понимании истории развития территории. На примере Ямала наглядно видно, что различные концепции реализуются в принципиально различающемся содержании карт и пояснительных записок. В частности, морские отложения на карте четвертичных отложений третьего поколения листа Q-42 (Q-42–Салехард, 2014), основанной преимущественно на исследованиях и аэрогеологическом дешифрировании 80-х гг. прошлого века, соответствуют ледниковым отложениям на карте четвертичных отложений масштаба 1:2500000, созданной с учетом результатов международной экспедиции QUEEN (Карта..., 2010) (рис. 1).

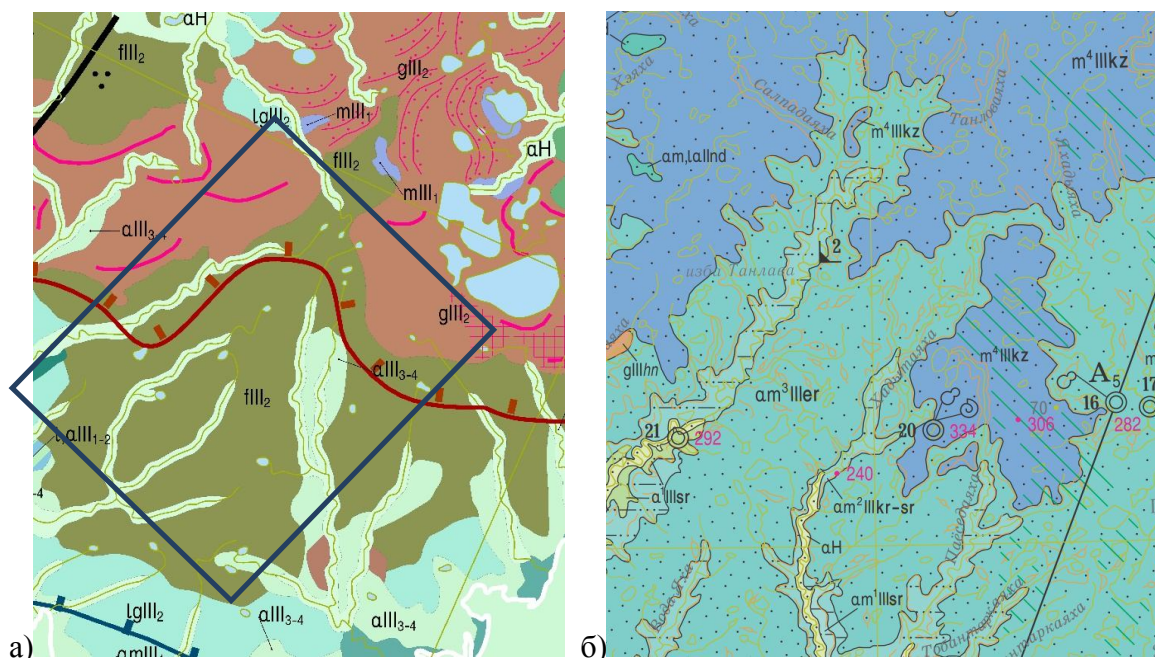


Рис. 1. Фрагмент карты четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 (а) и фрагмент карты плиоцен-четвертичных образований масштаба 1:1000000 (б, границы фрагмента показаны синей рамкой на фрагменте а) на территорию южного Ямала.

2. Методические вопросы – слабая проработанность методических вопросов использования актуальных пространственных (прежде всего, дистанционных) данных. Уточнение контуров и пространственного положения участков рельефа единого генезиса на обширных труднодоступных территориях возможно только с использованием дистанционных методов. Их разработка, апробирование и практическое внедрение требуют целенаправленных усилий и наличия собственно дистанционных данных, недостаток которых можно отметить для территории Ямала (рис. 2а). Несмотря на то, что существуют отдельные требования к созданию и обработке материалов дистанционного зондирования (дистанционных основ, МДЗ, ДО) (Требования..., 2010), интерпретационная часть (схемы дешифрирования, схемы интерпретации результатов дешифрирования) раскрывается только в общих чертах, предполагая экспертный визуальный и интерактивный анализ материалов дистанционного зондирования с учетом имеющейся геологической, геофизической и другой

информации в специализированном программном обеспечении. При этом источником для создания дистанционных основ (ДО), согласно требованиям, являются только оптические космические снимки, за исключением специализированного продукта – ДО с цифровой моделью рельефа, упомянутой только в рекомендациях (Методические..., 2014) в качестве способа перехода от работы с двухмерным изображением к трехмерному.

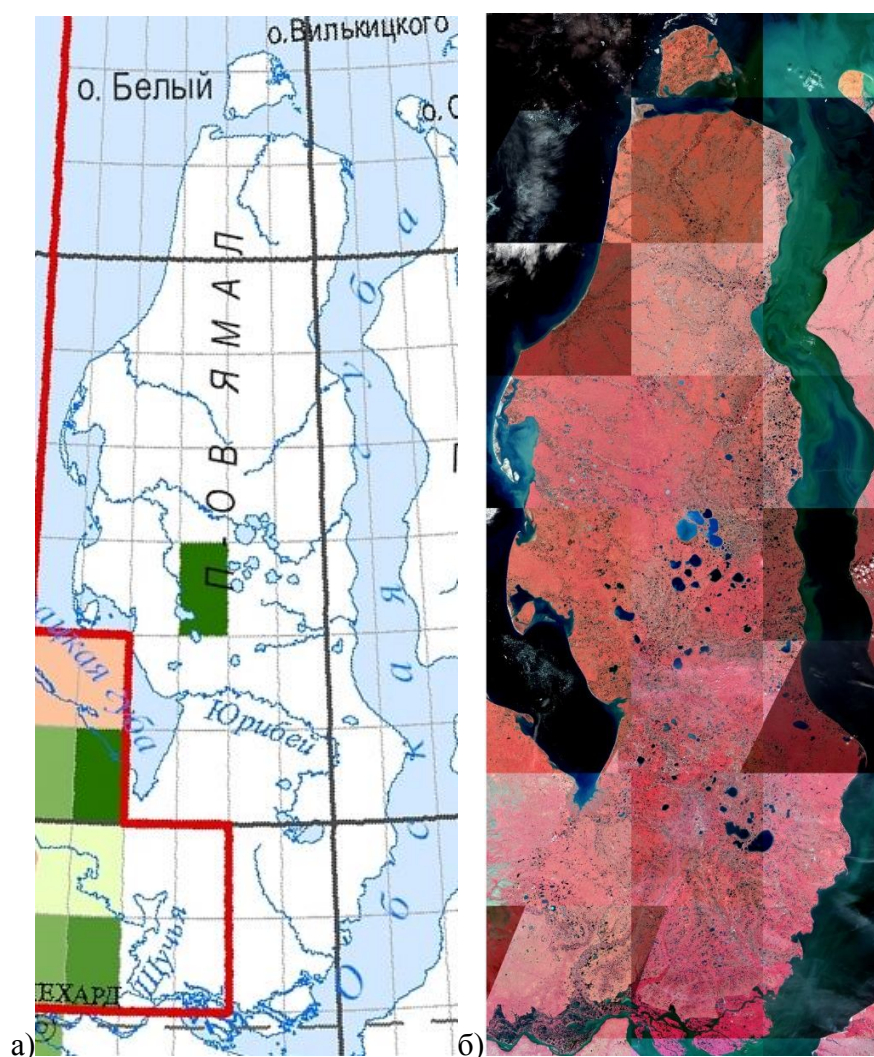


Рис. 2. Схема обеспеченности ГК-200/2 ДО масштаба 1:200 000 по состоянию на 01.07.2016 г. (а) и мозаика безоблачных космических снимков со спутника Sentinel-2 за 2016 г. на территорию полуострова Ямал.

3. Картографические вопросы, преимущественно определяемые существующими расхождениями фактической ситуации с контурами базовых (элементарных) участков (рис. 3). В большинстве случаев подобные ошибки связаны с квалификацией непосредственного исполнителя и усложняются (при использовании визуальных методов дешифрирования) отсутствием дополнительных источников данных соответствующего или более крупного масштаба (достоверных эталонов дешифрирования, цифровой модели рельефа, снимков за различные сезоны, снимков с более высоким пространственным разрешением, снимков в радиолокационном диапазоне и др.).

Проведенный анализ доступных цифровых наборов геологических карт позволяет предположить большую долю экспертной работы и высокую трудоемкость создания/обновления каждого номенклатурного листа. При этом в открытых источниках не удалось найти ориентировочных сроков создания полных картографических наборов масштаба 1:200000 и 1:1000000, в частности, на территорию Западной Сибири. Это обстоятельство оставляет возможность для обсуждения вариантов оптимизации процессов картирования.

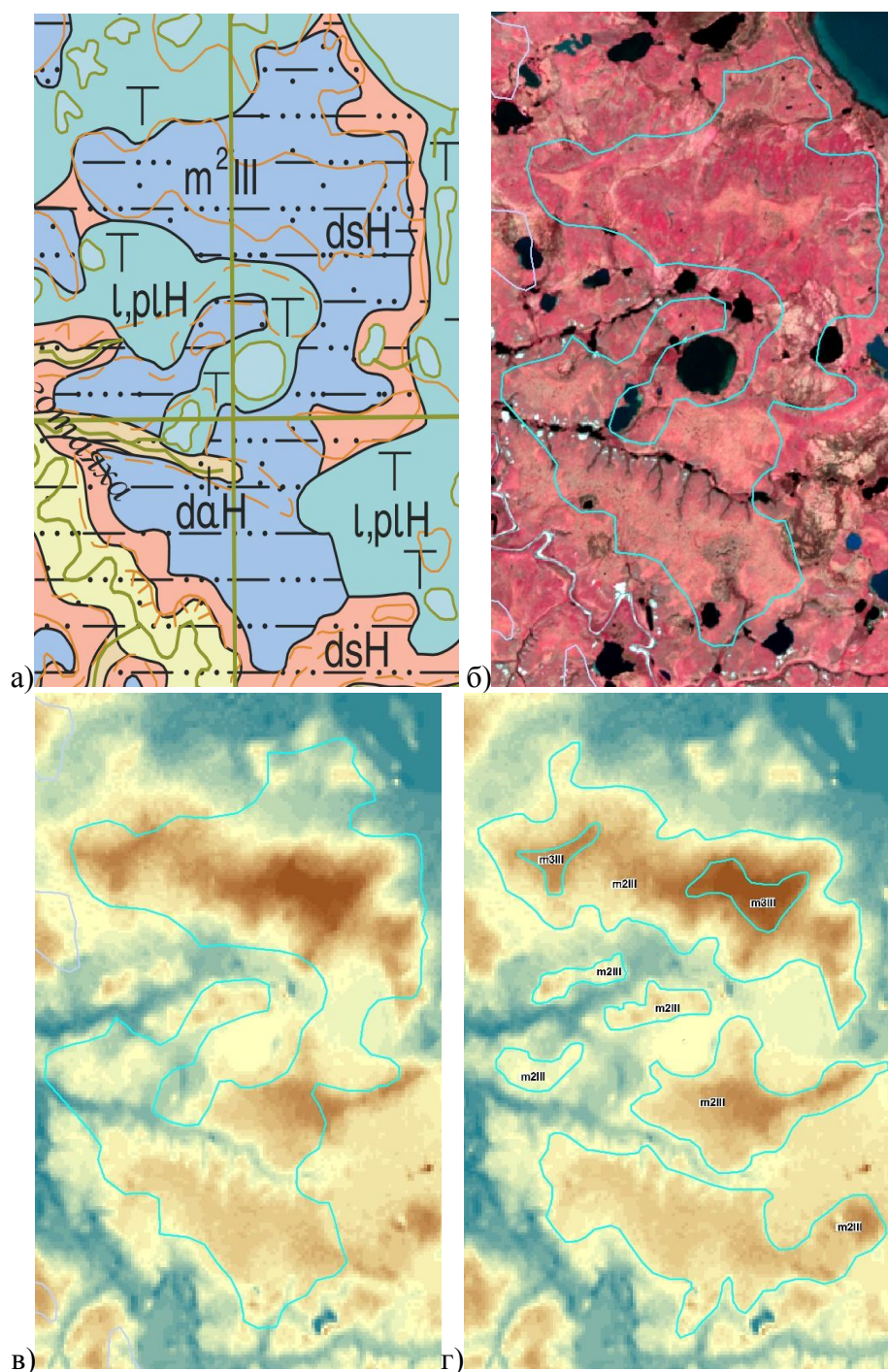


Рис. 3.

а – фрагмент карты плиоцен-четвертичных образований масштаба 1:200 000 (лист R-42-XII, XIV, западная часть полуострова Ямал);

б – контур участка распространения морских отложений второй террасы, наложенный на фрагмент космического снимка Sentinel-2 (2016 г., 10 м/пикс.);

в – контур участка распространения морских отложений второй террасы, наложенный на фрагмент ЦМР AlosDEM (25 м/пикс.);

г – наиболее вероятное расположение участков морских отложений второй и третьей террасы на фрагменте ЦМР AlosDEM (25 м/пикс.).

На втором этапе в рамках данной работы на примере территории полуострова Ямал была предпринята попытка поиска решения отдельных задач в рамках описанных выше дискуссионных вопросов, а именно:

1. Задача обеспеченности дистанционными данными. Наличие открытых архивов МДЗ среднего пространственного разрешения (earthexplorer.usgs.gov, scihub.copernicus.eu) позволило создать на всю территорию полуострова безоблачные мозаичные покрытия со следующими параметрами:

- 1985 г., 1988-1990 гг. - съемка со спутника Landsat-5, 6 мультиспектральных каналов, пространственное разрешение 30 м/пикс., радиометрическое разрешение – 8 bit.

- 2000-2003 гг., съемка со спутника Landsat-7, 6 мультиспектральных каналов, пространственное разрешение 15 м/пикс., радиометрическое разрешение – 8 bit.

- 2013-2014 гг. (зимний период), 2013-2015 гг., съемка со спутника Landsat-8, 6 мультиспектральных каналов, пространственное разрешение 15 м/пикс., радиометрическое разрешение – 16 bit.

- 2016 г., съемка со спутника Sentinel-2 (рис. 2б), 4 мультиспектральных канала, пространственное разрешение 10 м/пикс., радиометрическое разрешение – 16 bit.

Дополнительно для оценки динамики экзогенных процессов на отдельные участки в центральной и южной частях полуострова были созданы мозаики архивных панхроматических снимков со спутников программы CORONA (1968-1972 гг., пространственное разрешение 2-5 м/пикс.) (источник данных - earthexplorer.usgs.gov/).

Помимо этого, на всю территорию полуострова на основе открытых источников были получены цифровые модели рельефа AsterGDEM (ячейка раstra 30 м), TopoDEM (ячейка раstra 27 м) и AlosDEM (ячейка 25 м) (источники данных - earthexplorer.usgs.gov/, viewfinderpanoramas.org/, www.eorc.jaxa.jp). Также на всю территорию были получены непрерывные покрытия топографических карт масштаба 1:50000 и 1:200000 по открытым материалам Госгисцентра (Картографический...).

2. Задача картирования отдельных форм рельефа. На примере бугров пучения была разработана методика дистанционного картирования локальных объектов, различимых на снимках со средним пространственным разрешением. В результате дешифрирования было выявлено порядка 7000 объектов, которые по итогам верификации можно с высокой долей вероятности отнести к буграм пучения, сформировавшимся на различных геоморфологических уровнях. Выявление локальных особенностей представляет интерес с точки зрения поиска индикаторов основных обстановок рельефообразования.

3. Задача определения базовых морфометрических показателей. Автоматизированные процедуры обработки цифровых моделей рельефа позволили с минимальными трудозатратами получить ряд морфометрических карт, среди которых наибольший интерес представляют карты заозеренности, густоты эрозионной сети и водосборных бассейнов. Данные карты могут служить вспомогательными материалами при выделении границ аккумулятивных озерных равнин, водораздельных участков, а также территорий, не несущих следов ледниковой или морской обработки.

4. Задача поиска достоверных дистанционных дешифровочных признаков обстановок ледникового и морского рельефообразования. Анализ литературных источников и изучение особенностей строения рельефа высоких широт, сложившегося в различных условиях, показывает, что существуют устойчивые во времени дистанционные признаки, позволяющие судить о генезисе и пространственных границах распространения основных факторов рельефообразования. На примере Ямала были установлены отдельные признаки ледниковой обработки рельефа, признаки морских трансгрессий (следы процессов абразии и аккумуляции), признаки преобладания речной и овражной эрозии без дополнительных факторов. Отдельно можно отметить признаки эндогенных процессов (поверхностные газопроявления), оказывающих, в том числе, влияние и на формирование рельефа. Признаки являются дискуссионными и могут подвергаться обоснованным сомнениям (Гусев и др., 2015). Тем не менее, если рассматривать рельеф как консервативный природный компонент, выделение подобных признаков необходимо для минимизации субъективности исследований и повышения эффективности дистанционных методов.

Перспективы данной работы связаны с детальным описанием основных типов рельефа (на основе дистанционных признаков) и выделением устойчивых границ между ними. В конечном счете, исследование рассматривается в русле проблематики плейстоценовых морских трансгрессий и оледенений Ямала. Разрабатываемая методика дистанционного геоморфологического картирования может быть применима, как минимум, для всего севера Западной Сибири.

Учитывая масштабы территории и сложность палеогеографических проблем, оптимизация исследований может обеспечиваться за счет объединения усилий и возможностей заинтересованных специалистов, неограниченного доступа к исходным полевым и дистанционным данным, а также широкого обсуждения и поиска консенсуса по основным проблемным вопросам.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Правительства ЯНАО (грант 16-45-890247 p_a).

Список литературы:

- Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа. 2004. М.: ГУГК.
- Веремеева А.А., Глушкова Н.В. 2016. Формирование рельефа в районах распространения отложений ледового комплекса в тундрах Колымской низменности (по данным космической съемки) // Криосфера Земли, т. XX, № 1, с. 15–25.
- Грива Г.И. 2005. Геоэкологические условия разработки газовых месторождений Ямала. - Томск: Томский гос. Ун-т, 352 с.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. 2015. Происхождение и возраст «водораздельных песков» Енисейского севера // Известия РГО, т. 147. № 4, с. 51-64.
- Известия ВСЕГЕИ. 2011 год. 2014.Т. 11 (59). СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 248 с.
- Карпухина Н.В. 2013. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология, № 4, с. 38-47.
- Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. 2010. 220 с.
- Методические рекомендации по геологической, геофизической, геохимической изученности и обеспеченности дистанционными материалами для обоснования постановки РГР. 2014. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 40 с.
- Облогов Г.Е. 2016. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене // Дис.... канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 197 с
- Судакова Н.Г., Карпучин С.С., Алтынов А.Е. 2015. Палеогеографические реконструкции ледниковых морфолито-структур Подмосквья с использованием космической информации // Бюлл. Коми. по изуч.четв. периода, № 74, М.: ГЕОС, с. 76-89.
- Требования к дистанционным основам Госгсolkарты-1000/3 и Госгсolkарты-200/2. 2010. М.-СПб.: ГУП «НИИКАМ», 20 с.
- Harris, J. R., L. Wickert, T. Lynds, P. Behnia, R. Rainbird, E. Grunsky, R. McGregor, and E. Schetselaar. 2011. Remote Predictive Mapping 3. Optical Remote Sensing - A Review for Remote Predictive Geological Mapping in Northern Canada // Geoscience Canada 38 (2): pp. 49–83
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004, vol. 23, No 11-13, p. 1229-1271.
- Электронные ресурсы
- Geological Survey of Canada [Электронный ресурс] <http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/science/geology/geology-canada/10868>
- Geologic map of Alaska [Электронный ресурс] <http://mrdata.usgs.gov/sim3340/>
- Q-42 – Салехард. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2014 [Электронный ресурс] http://www.vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/Zapadno-Sibirskaya/q-42.php
- [Электронный ресурс] <http://earthexplorer.usgs.gov/>
- [Электронный ресурс] <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>
- [Электронный ресурс] <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>
- [Электронный ресурс] <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/>
- Картографический портал ФГУП «ГОСГИСЦЕНТР» [Электронный ресурс] <http://maps.ggc.ru/>

СТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПРИРОДНАЯ СРЕДА БАССЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК

А.Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан,
stelmakhag@rambler.ru

SEDIMENTARY STRATIGRAPHY AND THE HOLOCENE ENVIRONMENT IN THE CHIRCHIK RIVER BASIN, UZBEKISTAN

A.G. Stelmakh

Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan

Бассейн реки Чирчик в своем верхнем и среднем течении принадлежит крупной тектонической межгорной впадине, расположенной между сводово-антиклинальными структурными формами горных массивов: Коржантау, юго-восточных оконечностей Угамского, Пскемского хребтов, отрогов Чаткальского хребта.

Район исследования расположен в пределах бричмулинской (чарвакской) грабеноподобной синклинальной впадины, выполненной мощной неогеновой континентальной толщей. Ниже селения Газалкент (по мере удаления от горных массивов и расширения долины) межгорная впадина переходит в обширную, сравнительно пологую депрессию, которая получила название Чирчикской. Осевая часть Чирчикской депрессии проходит примерно вдоль современного русла реки Чирчик. Депрессия представляет собой пологую синклинальную складку, осложненную локальными поднятиями.

Геологическая история бассейна реки Чирчик началась с палеогена и продолжается по настоящее время. Рассмотрим её историю, начиная с позднего неоплейстоцена. В это время климат от влажного становится более аридным, происходит затухание тектонических процессов. В геоморфологическом отношении эрозионная деятельность реки Чирчик ограничивалась незначительной по масштабу боковой эрозией вследствие уменьшения её водности. Блуждающее русло реки создавало, таким образом, незначительные ступени на склонах, представляющие локальные террасы врезания. Они формировались при росте высоты русла за счет аккумуляции наносов и последовательно погребались аллювием. О слабом преобразовании ранее выработанного вреза в течение аккумулятивной стадии свидетельствует тот факт, что хорошо окатанные и сортированные галечники прислоняются к коренным склонам долины, не обогащаясь при этом местным склоновым материалом.

В аллювии террас констративного цикла отмечается отчетливая ритмично-линзовидная слоистость, которая характеризуется чередованием прослоев различного механического состава, в совокупности образующих ритмы. Линзовидный характер слоистости объясняется формированием сильноразветвлённых потоков, на которые дробилось русло реки.

В голоценовое время река в процессе боковой миграции перемывает и перестилает верхнюю часть накопленного аллювия. В ходе ритмической миграции русла формируется серия незначительных локальных террас врезания. Отличительной особенностью строения аллювиальных террас является наличие горизонтов своеобразных серых галечников мощностью до 16 м, которые по составу обломочного материала не отличаются от подстилающего аллювия. Разница заключается в значительно меньшем содержании глинистой фракции, заполнителем здесь служит хорошо промытый грубо-песчаный материал.

Климатические особенности голоцена нашли отражение в свойствах ископаемых почв. Для голоцена можно выделить хорошо развитые погребённые почвы как в лёссах предгорий (почва В), так и на предгорных равнинах. Голоценовые отложения в литологическом отношении характеризуются высокой карбонатностью, некоторой засоленностью, пылеватостью, однородностью.

Современная почва, которая представлена разными типами коричневых и сероземных почв, перекрывает почвенно-лёссовый комплекс голоцена. Все современные почвы,

обозначенные индексом А, имеют механический состав от среднесуглинистого до тяжелого суглинка и комковато-ореховатую структуру. Указанные морфологические особенности соответствуют признакам, характерным для современных почв региона.

В целом, специфические геологические условия осадконакопления в бассейне реки Чирчик повлияли на непрерывность, скорость, полноту, состав, распространение и происхождение голоценовых пород. В этом районе стратиграфические горизонты голоценовых отложений не выдержаны по площади.

Перед началом работ по стратификации голоценовых образований Чирчикского бассейна встал вопрос об объеме и стратиграфических подразделениях голоцена. Наиболее полно проблема определения границы голоцен-плейстоцен изложена в работах М.И. Нейштадта и К.К. Маркова.

М.И. Нейштадт (1965) проводил эту границу на уровне 12000 лет назад и увязывал ее с началом накопления биогенных отложений в умеренном поясе Евразии. К.К. Марков (1965) считал, что нижняя граница голоцена расположена на уровне 10000 лет, приурочив её ко времени равномерного разрушения Европейского ледникового щита, исчезновения перигляциальной растительности и фауны и началу мезо- и неолитического этапа развития общества.

В действующей Международной стратиграфической шкале 2012 г. нижняя граница голоцена проводится в 13000 лет; в предыдущих постановлениях – в 10000 лет и 11500 лет. В Стратиграфическом кодексе Узбекистана 2002 г. нижняя граница голоцена проводится на рубеже 10000 лет.

В региональных схемах Узбекистана голоцен как местное стратиграфическое подразделение выделен как сырдарьинский или амударьинский комплекс. В основном хронология и корреляция голоценовых толщ отдельных районов Узбекистана проводится в объеме голоцена, так как его дробные подразделения, ввиду отсутствия региональных временных критериев, практически не сопоставимы. Эталон для корреляции континентальных голоценовых отложений стала схема Прикаспийского региона, в которой голоцен расчленен на три подраздела – мангышлакский, новокаспийский и верхнекаспийский. Граница между подразделениями голоцена проводилась условно.

Как известно, в Стратиграфическом кодексе Узбекистана 2002 г. стратиграфические подразделения разделены на три группы: общие подразделения, региональные и местные. К группе общих подразделений относятся те, которые служат всеобщими эталонами межрегиональной и глобальной корреляции и в совокупности составляют общую или планетарную шкалу. Однако во многих случаях поясной или даже субглобальный характер наблюдаемых в голоцене кратковременных похолоданий и потеплений практически не позволяет применять климатостратиграфические подразделения для стратификации континентальных отложений голоцена Узбекистана. С другой стороны, используемые геоморфологические критерии для хронологии и корреляции голоценовых отложений разных бассейнов рек часто не убедительны по причине отсутствия “жестких” временных реперов. Как известно, геоморфологическим методом на склонах долин устанавливаются серии врезанных террас, указывающих на чередование эпох поднятия и стабилизации земной коры и позволяющих определить относительный возраст аллювиальных отложений на террасах. Это позволяет с помощью геоморфологической корреляции сопряженных с ними отложений иных генетических типов создавать местные стратиграфические схемы большой детальности. Однако затруднения появляются из-за того, что для каждой местности, даже в пределах одного бассейна реки, выделяют разное количества террас четвертичного периода. В итоге при проведении региональной корреляции террас возникает проблема в их возрастном соотношении.

Магнитостратиграфический метод, основанный на глобально проявляющихся геомагнитных изменениях, т.е. смене направлений геомагнитной полярности, в отличие от других методов абсолютной и относительной геохронологии, которые, как правило, зависят от региональных особенностей и условий образований отложений, имеет ряд преимуществ.

Одно из них в том, что каждый комплекс горных пород любого района исследований несет в себе магнитные минералы и поэтому можно говорить о практически повсеместной возможности применения и достоверности данного метода при расчленении и корреляции изучаемых отложений.

На основе разрезов Чирчикского бассейна были проведены палеомагнитные исследования отложений голоцена. Исходя из палеомагнитных данных (Стельмах, 2010) и учитывая положения стратиграфического кодекса Узбекистана, автором голоценовые отложения Чирчикского бассейна выделены в сырдарьинскую серию (Qhsr), которая подразделена на нижнесырдарьинскую (Qhsr₁) и верхнесырдарьинскую (Qhsr₂) толщи; граница между толщами проведена на уровне 5000 лет назад (Стельмах, 2015).

Нижнесырдарьинская толща (Qhsr₁). В Чирчикском бассейне к этой толще относятся отложения, слагающие вторую надпойменную террасу. В литологическом отношении отложения данной толщи состоят в основном из аллювиальных суглинков, в основании которых залегают галечники, песок и супесь. В предгорьях им соответствуют склоновые делювиальные и пролювиальные отложения, в горах – моренные отложения раннего голоцена и на равнине раннеголоценовые озёрно-солончаковые отложения. Мощность отложений этой толщи на исследуемой территории не превышает десяти метров. В этой толще установлены два кратковременных геомагнитных события голоцена – экскурс и эпизод, которые прослежены в изученных разрезах Келес, Карасу, Аксаката и Хумсан. Нижняя граница голоцена проведена условно на уровне 13000 лет.

Верхнесырдарьинская толща (Qhsr₂). В Чирчикском бассейне к этой толще относятся отложения, слагающие первую надпойменную террасу, пойму, а также конусы выноса. Литологически отложения рассматриваемой толщи представлены в основном галечником, дресвой, песком, супесью и в ограниченном объёме суглинками. Мощность толщи не превышает нескольких метров. В предгорьях отложениям данной толщи соответствуют незначительно развитые пролювиально-делювиальные образования, а на равнине им коррелятивны голоценовые отложения рек Сырдарья и Амударья. В палеомагнитном отношении породы данной толщи намагничены прямо, но в пределах прямо намагниченной зоны зафиксирован один кратковременный эпизод голоцена, его возраст определен в 1600 лет.

Список литературы:

Марков К.К. Главные изменения природы на поверхности Земли в голоцене // Палеогеография четвертичного периода. – М.: Изд-во МГУ, 1965. – С. 5-18.

Нейштадт М.И. О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по радиоуглеродного метода. – М.: Наука, 1965. – С. 66–69.

Стельмах А.Г. Магнитостратиграфия голоценовых отложений бассейна реки Чирчик: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ташкент: НУУз, 2010. – 26 с.

Стельмах А.Г. Стратиграфическое расчленение голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского бассейна // Вестник НУУз, направление естественных наук, 1/1. – Ташкент: Изд-во: НУУз, 2015.

ПАЛЕОИНДИКАТОРЫ СУЩЕСТВОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ

И.Д. Стрелецкая

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Россия, irinastrelets@gmail.com

PALEOINDICATORS OF ANCIENT PERMAFROST IN THE EAST EUROPEAN PLAIN

I.D. Streletskaya

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Geographical Faculty, Russia

Позднеплейстоценовый криогенный комплекс хорошо изучен на территории Европы (Величко, 1973; Vandenberghe et al., 2014). А.А. Величко (1975) отмечал противоречие в том, что когда валдайский ледник стремительно сокращался, из-за наступившего глобального потепления за его пределами произошло максимальное расширение области многолетней мерзлоты (криолитозоны). В это время граница мерзлоты занимает свое крайне южное распространение – около 46° с.ш. С использованием комплекса методов, в том числе палеокриологических, сделаны количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет (Величко и др., 2004). Установлена связь между криогенными образованиями и климатом. На равнинных территориях реликтовые мерзлотные образования сводятся к основным типам, среди которых полигональные клиновидные структуры (псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, изначально грунтовые жилы, мелкополигональные трещинные образования), солифлюкционные образования и пластические деформации (инволюции и криотурбации) (Попов, 1960). Псевдоморфозы - вторичные структуры, возникающие на месте вытаявших ледяных или ледогрунтовых жил, которые образовывались в условиях наличия многолетнемерзлых пород (Романовский, 1977). Они встречаются в одних и тех же разрезах с изначально грунтовыми и песчаными жилами, инволюциями и криотурбациями в реликтовом слое сезонного протаивания и промерзания (Данилова, Баулин, 1973; Сычева, 2012). Реликтовые формы имеют современные аналоги, приуроченные к районам криолитозоны со свойственными температурами пород и характером распространения (сплошным, прерывистым, островным, спорадическим).

В районе п. Низино в 7 км от южного побережья Финского залива ($59^{\circ}49'46''$ с.ш./ $29^{\circ}52'29''$ в.д.), Ленинградская область исследовались клиновидные структуры и вмещающие их отложения. В стенках заброшенного и частично затопленного песчаного карьера длиной 1000 м и шириной около 200 м были найдены несколько клиновидных форм (рис. 1 а,б,г,д) высотой от 1,0 до 3,5 м и шириной 1,5-2,0 м по верху. Разрез вмещающих клиновидные формы отложений представлен на рис. 1 (в). Крупные земляные жилы заполнены светло-серыми и палевыми разнотекстурными песками с включениями органики и гальки. Концы крупных жил упираются или внедряются в желтые мелкие однородные пески. Расстояние между крупными клиньями составляет около 45-50 м (рис. 1). Между крупными клиньями располагаются песчаные клинья меньших размеров. Клиновидные формы залегают с глубины 0,70 м от поверхности и перекрываются реликтовой почвой. В вершине Финского залива, в нескольких километрах от ст. Лигово и в районе пос. Горелово, р. Койеровка найдены древняя почва и фрагменты торфяника. Радиоуглеродные датировки фрагментов гумусового горизонта погребенной почвы в Низино и погребенного торфяника в Горелово, расположенного в том же районе, дают одинаковый возраст в пределах 10.2–9.2 тыс. ^{14}C лет назад, то есть в пределах 11.9(11.4)–10.5 кал. тыс. лет назад (Никонов, Русаков, 2010). Недалеко от карьера, гравийно-песчаные отложения с древесиной на правом берегу р. Дудергофка, сопоставляемые с подстилающей торфяник озерно-ледниковой толщей, получили радиоуглеродную датировку 12150 ± 390 ^{14}C лет назад [МО_201] (Серебряный, Пуннинг, 1969). Таким образом, можно предполагать, что галечники стали формироваться раньше 13 т. л. н.

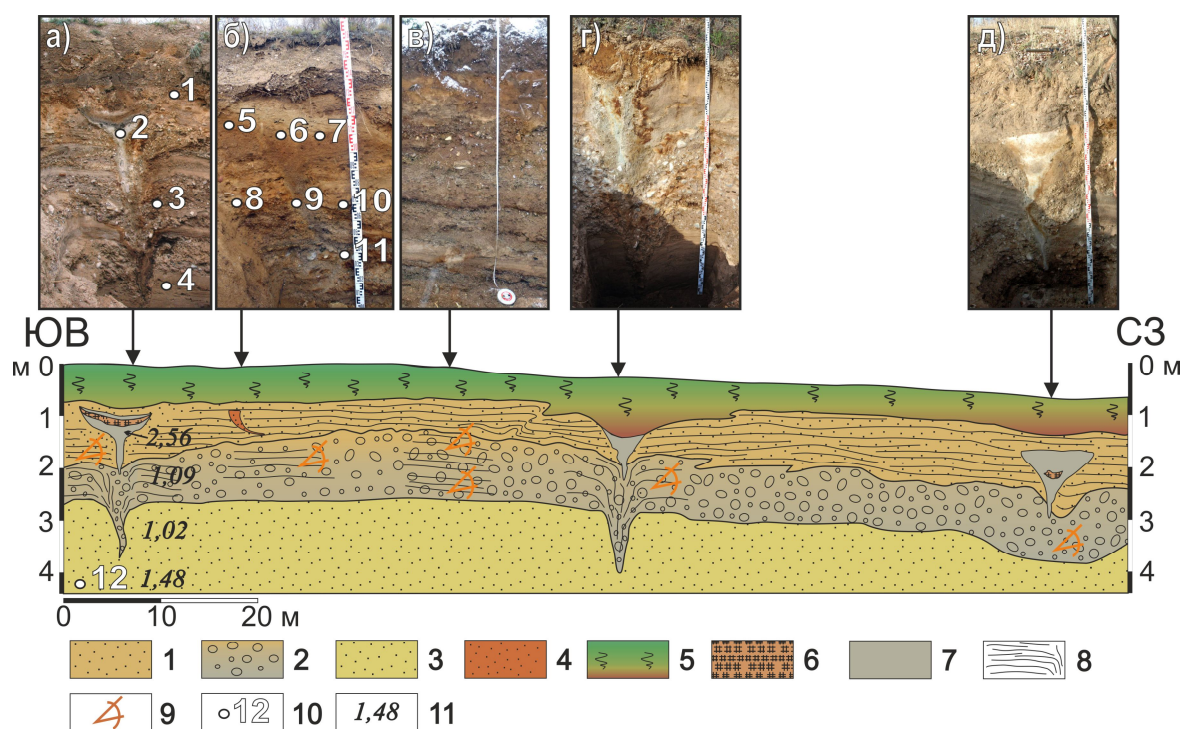


Рис.1 – строение разреза стенки карьера в районе п. Низино, Ленинградская область (ширина клиновидных структур дана вне масштаба). Фотографии фрагментов разреза с указанием точек отбора и номером образцов. 1. Пески разноразмерные с включениями гальки. 2. Галечники с включениями крупнозернистого песка. 3. Пески мелкозернистые однородные. 4. Пески крупнозернистые неоднородные. 5. Дернина. 6. Включения гумуса. 7. Пески пылеватые неоднородные. 8. Направление слоистости в песках и галечниках. 9. Прослои ожелезненных песков и галечников. 10. Место отбора и номер образца. 11. Значение коэффициента криогенной контрастности (ККК) пород.

Крупные земляные жилы имеют двухчленное строение: верхнюю расширенную часть до глубины 2,0-2,5 м и нижнюю более узкую до глубины 3,5 м. Нижняя часть клиньев выполнена песками и галькой, которые попали в полость при оттаивании льда. На это указывают рыхлое залегание отложений, вертикально ориентированные гальки, упавшие в полость, и слои по бокам клина опущенные вниз. Более мелкие песчаные жилы высотой 0,7 м и шириной по верху 0,5 м образуют более мелкую решетку в плане – от 3 до 12 м.

Из отложений заполняющих, вмещающих и перекрывающих клинья взяты 12 образцов для определения гранулометрического и минерального состава.

Отложения, вмещающие и подстилающие крупные грунтовые клинья, представлены однородными песками от крупных до мелких с галькой. Неоднородные отложения перекрывают и заполняют клиновидную форму, пески отличаются от вмещающих отложений примесью частиц крупной пыли: 16,6% и 3% соответственно. Клинья небольших размеров заполнены хорошо сортированными крупным песком тогда, как вмещающие отложения сортированы хуже и по размеру относятся к средним пескам.

По результатам гранулометрических анализов отложений восстановлена обстановка их седиментации, для этого использовались генетические диаграммы асимметрия-эксцесс, которые построены на основе закономерностей механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях (Методические указания..., 1989). Восстановление палеомерзлотных условий седиментации проводилось по данным распределения порообразующих минералов по гранулометрическим фракциям. Метод основан на различных пределах дробимости кварца и полевых шпатов при воздействии криогенеза. Коэффициент криогенной контрастности (ККК) определяется как соотношение содержания зерен кварца к полевым шпатам во фракциях крупной пыли и тонкого песка (Конищев, Рогов, 1994). Значения ККК больше единицы свидетельствует о криогенном преобразовании пород, и чем больше, тем в более холодных условиях находились породы.

(Конищев, 1998; Конищев, 2015). Одновременно, чем ниже температура пород, тем глубже проникают морозобойные трещины.

Установлено, что пески карьера с глубины 5,0 м формировались в неглубоком море, при активном волновом воздействии. Море было холодным, так как в песках присутствует золотая компонента, приносимая с суши. Вмещающие крупные клиновидные структуры отложения формировались в условиях ближнего переноса в мелководном море, вдоль береговой линии, в условиях перебиваемого пляжа или участия реки. В это время и формируются полигонально-жильные льды на пойме, пляже или мелководье. Отложения, заполняющие верхнюю часть клиновидной структуры, формировались в слое сезонного оттаивания, где породы испытывали максимальную криогенную дифференциацию, что показывает высокий ККК - 2,56. Температуры, реконструируемые по ККК, соответствуют температурам пород в антарктических оазисах – -8°C (ККК – 1,6-1,8) (Шмелев, 2015). Значения ККК, указывающие на активные процессы криогенеза в прошлом, получены по нескольким образцам из песков, подстилающих клиновидные структуры (ККК=1,48), а также из отложений вмещающие клиновидные формы ККК=1,90 и ККК=1,02 соответственно. Завершается разрез формирующимися в субэдральных условиях элементарными почвами.

В конце валдайской эпохи сокращение и кратковременное разрастание ледника происходило в несколько стадий, последними крупными стадиями являлись сальпаусселькя Sa I, II, III (12,3-11,6 тыс. л.н.). В это время ледник уже не выходил к северному побережью Финского залива (Mangerud et al., 2016), здесь мерзлота имела сплошное распространение. В это время формируются отложения в районе пос. Низино. При этом формировались изначально-песчаные жилы, такие условия сейчас можно наблюдать в Антарктиде (Шмелев 2015), сингенетические изначально грунтовые жилы и ледогрунтовые жилы в настоящее время широко распространены в Якутии (Кузнецова, 1977) и на Приморских низменностях (Розенбаум, 1977).

Горизонты полигональных структур выделены А.А.Величко под названием «ярославского криогенного горизонта (а)» и «ярославского криогенного горизонта (б)» (Изменение климата..., 1999), которые разделены теплым временем аллеред. Для горизонта «а» реконструируются низкие среднегодовые температуры и сплошное распространение многолетней мерзлоты, для горизонта «б» - климатические условия области прерывистой мерзлоты в районе между 56 и 53° с.ш. В районе Финского залива во время фазы «б» существовала мерзлота с низкими температурами. Многолетнемерзлые породы имели сплошное распространение и промерзали сингенетически.

Исследования не подтверждают распространение ледникового покрова или глубокого приледникового озера в районе Финского залива в последниково-оленеокеновое время.

Автор благодарен начальнику ООСО ООО "ЦГИ" канд. геол.-мин. наук А.Л. Строму, рук. группы ООО "ЦГИ" С.И. Королеву, зав. лабораторией ИФЗ РАН, доктору геол.-мин. наук А.М. Корженкову, ведущему научному сотруднику ИФЗ РАН, канд. тех. наук С.В. Швареву, проф. географического ф-та СПбУ, доктору географических наук А.В. Русакову.

Исследования поддержаны РФФИ, грант № 16-05-00612.

Список литературы:

Величко А.А. Основные особенности реликтовой криогенной морфоскульптуры и общие принципы ее картографирования // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. - С.121-134.

Величко А.А. Парагенез криогенной (перигляциальной) зоны // К.К.Марков, И.И.Спаская (ред.) Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975. - С. 89-100.

Величко А.А., Зелинсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. Количественные реконструкции климата восточно-европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия АН. Серия географическая, 2004, №1 с. 7-25.

Данилова Н.С., Баулин В.В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973. - С.66-79.

Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Под ред. профессора А.А.Величко – М.: ГЕОС. 1999. 260с.

Конищев В.Н. Взаимосвязь состава и температуры криогенных почв и грунтов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1998, № 3, с. 9–14.

Конищев В.Н. Лессовые породы: новые возможности изучения их генезиса // Инженерная геология, 2015, №5, с. 22-36.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1994, 135 с.

Кузнецова Т.П. О земляных жилах Центральной Якутии // Проблемы криолитологии, вып.6, Под ред. А.И.Попова, М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, с. 152-161.

Кузнецова Т.П. О клиновидных структурах центральной части Русской равнины // Проблемы криолитологии, выпуск V, М., Изд-во Моск. Ун-та, 1976, с. 160-167.

Методические указания по дробному гранулометрическому анализу седиментационным способом / Под общ. редакцией К.К.Гостинцева. Л., ВНИГРИ, 1989, 191 с.

Никонов А.А., Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 1. С. 1–12.

Попов А.И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960, с. 10-36.

Розенбаум Г.Э. Ледогрунтовые жилы // Проблемы криолитологии, вып.6, Под ред. А.И.Попова, М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, с. 141-151.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. - 215 с.

Серебрянный Л.Р., ПуннингЯ.-М.К. Результаты палинологического и радиохронометрического исследования погребенного голо-ценового торфяника в районе Горелово-Койеро под Ленинградом. В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969, с.101-110.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 4, с. 45-56.

Шмелев Д.Г. Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и Северо-востока Якутии // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, №1, 41-57.

Mangerud J., Aarseth I., Hughes A., Lohne Ø., Skår K., Sønstegaard E., Svendsen J. A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas // *Quaternary Science Reviews* 132 (2016), 175-205.

Vandenberghe, J., French, H. M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A. A., Jin, H., Cui, Z., Zhang, T., Wan, X. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP. *Boreas*. 2014, 10.1111/bor.12070. ISSN 0300-9483.

ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ВОЛГИ

Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская, Н.И. Глушанкова, В.А. Костомаха
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Географический факультет,
ser11131134@yandex.ru; tsn60@mail.ru

REGIONAL FEATURES OF THE PERIGLACIAL LOESS FORMATION IN THE UPPER AND MIDDLE VOLGA BASIN

N.G. Sudakova, S.I. Antonov, A.I. Vvedenskaya, N.I. Glushankova, V.A. Kostomakha
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow

Широко распространенные в древнеледниковой области Русской равнины лёссовые породы, полигенетические по происхождению и полихронные по времени формирования, содержат ценную палеогеографическую и стратиграфическую информацию. Актуальная проблема её расшифровки включает ряд важных аспектов комплексного исследования: фациально-генетический, геолого-стратиграфический, геоморфологический, ландшафтно-климатический, совокупное рассмотрение которых необходимо для решения вопросов генезиса отложений перигляциально-лёссовой формации, стратиграфического расчленения, корреляции разрезов и палеогеографической реконструкции обстановки осадконакопления.

А.А. Величко внес неоценимый вклад в разработку концепции формирования лёссово-почвенной формации южных провинций Восточно-Европейской равнины. Под его руководством заложены основы стратиграфического расчленения лёссово-почвенных серий (Лёссово-почвенная формация..., 1997; Величко и др., 1992; Величко, Халчева, 1982 и др.).

Однако, несмотря на углублённые исследования, до сих пор остаются дискуссионными вопросы, касающиеся генезиса, геоморфологической приуроченности и стратификации лёссовых толщ (Конищев, 2015; Кригер, 1997; Спиридонов, 1948; Палеогеографические закономерности..., 2013; Судакова и др., 2013). Недостаточно внимания уделяется изучению северных лёссовых провинций в перигляциальных зонах позднеплейстоценовых оледенений.

Приоритетная задача настоящего исследования – установление тенденций закономерной пространственной и возрастной изменчивости строения и состава лёссовых пород в связи с конкретной геолого-геоморфологической обстановкой в центральных и северных провинциях. В целях достоверных палеогеографических реконструкций и стратиграфических построений проведен сравнительный анализ региональных особенностей формирования перигляциально-лёссовой формации. В основу обобщения положены результаты комплексных многолетних исследований многочисленных разрезов, изученных обнажений и скважин на обширной территории Волжско-Окского бассейна, что позволило составить карту распространения и мощности лёссовых пород (Судакова и др., 2013).

Лессовидные суглинки выделенной северной Верхневолжской провинции отличаются неравномерной мощностью (2-5 м) и прерывистым распространением. Располагаясь в перигляциальной зоне позднеплейстоценовых оледенений, они приурочены, как правило, к разновысотным террасовым уровням древних озерно-ледниковых бассейнов. От более южных аналогов лессовидные суглинки северной провинции отличаются невысокой карбонатностью (около 2 % CO_2), но большей глинистостью при пылеватости 40-50% и пористости около 40%. Характер минеральных новообразований и криогенные микротекстуры согласуются с криоаридными условиями перигляциального литогенеза (Судакова, Базилевская, 1976; Разрезы..., 1977). Разновозрастные генерации лёссовых пород венчают озёрно-ледниковые позднеплейстоценовые террасы высотой 120 м и 110 м.

В зоне распространения московского оледенения покровные лессовидные суглинки междуречий, изученные в бассейне Средней Протвы, в пределах Сатинского страторайона и его окрестностей, мощностью 1,5 – 3 м характеризуются своеобразным двуслойным строением. Верхний горизонт с высоким содержанием алеврита (до 50-60%) наиболее близок к типичным лёссовидным толщам, тогда как нижний, менее сортированный содержит

обломочные частицы от гравийной до галечной размерности (8-12%). На границе указанных горизонтов покровной толщи нередко отмечаются следы размывов, почвообразования и перерыва в осадконакоплении, что подтверждается аналитическими данными. Строение покровной тощи междуречий осложняют характерные криосолифлюкционные структуры и мерзлотные клинья нескольких генераций, что наряду с прохладным спорово-пыльцевым спектром этих отложений, безусловно свидетельствует о суровых климатических условиях их формирования.

Высокая степень изученности, распространения, строения и мощностей покровных образований в пределах Сатинского страторайона (Комплексный анализ...1992; Антонов, Рычагов, 2002) позволяет уточнить происхождение лёссовидных пород, показать основные черты первичного ледникового мезорельефа территории, на поверхности которого шло накопление покровной толщи. Генезис этих образований на большей части территории может быть охарактеризован как озерный, с участием криолитогенеза. В области небольших возвышенностей, разделяющих озерные понижения, отмечаются криоэлювиальные разности пониженной мощности (до 1–1,5 м), фациально переходящие в озерные образования. Формирование рассматриваемых отложений происходило в холодные безледные эпохи конца московского и валдайского времени.

Приокская провинция включает примыкающие к долине р. Оки южную часть Московской равнины, Мещерскую задровую равнину, северную часть Среднерусской возвышенности. Расположение приокской провинции между южными границами московского и днепровского оледенений обуславливает некоторые особенности строения и повсеместное распространение полигенетических лёссовидных суглинков. Исключение составляет Мещерская задровая равнина, где они отсутствуют. Увеличивается и мощность этих отложений, которые располагаются на всех элементах рельефа, кроме низких террас и днищ долин. Имея преобладающие значения 3-5 м, мощность их на Средне-Русской возвышенности часто достигает 10 м (Новейшие отложения..., 2004.). Лёссовидные суглинки пылеватые, палево-бурые, макропористые, просадочные; коэффициент относительной просадочности составляет 0,057 (Инженерная геология СССР, 1978г). На Окско-Донской равнине встречаются "степные блюдца". В разрезе лёссовых отложений отмечаются погребённые почвенные горизонты.

На левобережье Волги в Вятско-Ветлужском Заволжье лёссовые породы низменных и возвышенных равнин, выделяются к востоку от установленной границы среднеплейстоценового оледенения. Отмечается довольно широкое, местами прерывистое распространение покровных лёссовидных отложений неравномерной мощности (Колеватых, 2010). К северу от границы продвижения максимального оледенения (днепровского), на поверхности высоких водоразделов лёссовидные суглинки, мощностью в среднем 3-4 м, распространены фрагментарно и подстилаются мореной. Покровные лёссовидные суглинки представляют собой пылеватые, глинистые породы, непросадочные, затронутые почвообразованием.

Южнее, во внеледниковой зоне лёссовидные суглинки, преимущественно небольшой мощности (1-2 м), приурочены к широким и ровным платообразным массивам и пологим склонам водоразделов. В понижениях рельефа мощность суглинков нередко увеличивается до 2,5-4 м; редко до 8-10 м. Отмечается постепенный переход элювия пермских пород в элювий покровных суглинков. На предсклоновых террасовых уровнях развиты элювиально-делювиальные лёссовидные суглинки, мощность которых достигает 6-8 м и более (до 15-30 м). Преобладают иловато-крупнопылеватые желтовато-бурые или красновато-бурые пористые суглинки элювиального генезиса на водоразделах и элювиально-делювиального на предсклоновых уровнях. Залегание покровных суглинков на высоких водоразделах не исключает первичную золовую сортировку элювия подстилающих пород в сочетании с криогенным преобразованием и последующей элювиально-делювиальной переработкой (Палеогеографические закономерности, 2013).

Во внеледниковой зоне Приволжской возвышенности лёссовидные отложения не образуют здесь сплошного покрова, а носят островной характер. Мощность их непостоянна и изменяется от первых метров до 10 м. Преобладающей является мощность в 5-10 м, но встречаются отдельные участки в нижних частях приводораздельных склонов, где мощность их достигает 15-20 м. Повсеместно лёссовые образования представлены палево-бурыми, пылеватыми, известковистыми и макропористыми глинисто-суглинистыми породами. В разрезах представлены: среднелептостеновая лёссово-почвенная серия с тремя сближенными горизонтами палеопочв лесного генезиса (инжавинской МИС 11, каменской МИС 9, роменской МИС 7) и позднелептостеновая лёссово-почвенная серия с одной межледниковой почвой лесной зоны (микулинской МИС 5е), двумя интерстадиальными (крутицкой-брёруп, МИС 5с, брянской МИС 3) почвами, соответственно лугово-чернозёмного и мерзлотно-глеевого генезиса. Среди разновозрастных лёссовых горизонтов наиболее мощным является горизонт поздневалдайского лёсса более 5,0 м с преобладающей в его гранулометрическом составе алевритовой фракцией. По мощности ему уступают горизонты ранневалдайского (1-1,5 м) и московского (МИС 6) лёссов (не более 2 м). Карбонатность колеблется в пределах 1,5-2,6 %. Они характеризуются крупнопылеватым составом, с большим количеством железомарганцевых и карбонатных новообразований (Глушанкова, 2008).

На территории Прикамья породы перигляциально-лёссовой формации с горизонтами ископаемых почв развиты на значительной площади междуречий, вскрываются в речных долинах, но отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Общая мощность отложений лёссово-почвенной формации в низовьях долины р. Камы неодинакова и достигает 16-20 м. На междуречьях мощности сокращаются до 11-12 м. В основании среднелептостеновой лёссово-почвенной толщи в опорных разрезах Прикамья выделяется полнопрофильная инжавинская почва (МИС 11), лихвинский возраст которой подтверждается находками сингильской микротериофауны. Выше по разрезу залегает сложнопостроенная каменская почва (МИС 9), отвечающая эпохе существования хазарской микротериофауны. Последней эпохе среднелептостенового педогенеза отвечает роменская почва (МИС 7), залегающая в подошве московского лёсса (МИС 6). В основании позднелептостеновой лёссово-почвенной серии выделены палеопочвы салынской фазы мезинского педокомплекса (ИКС 5е). В валдайской лёссовой толще отмечаются два горизонта ископаемых почв интерстадиального характера – крутицкий (брёруп, МИС 5с) и брянский (МИС 3). В гранулометрическом составе поздневалдайского лёссовидного суглинка преобладает алевритовая и песчаная фракции. А степень карбонатности его колеблется в пределах 2,5-4,7% (Глушанкова, 2008).

Итак, в Волжском бассейне выделены и охарактеризованы палеогеографические провинции перигляциально-лёссовой формации. Отмечены региональные особенности распространения, строения и состава лёссовых горизонтов, свидетельствующие о зональной изменчивости этих характеристик. В северной провинции в перигляциальной зоне позднеплейстоценовых оледенений разновозрастные генерации лёссовых пород, как установлено, преимущественно водной седиментации при участии склоновых и эоловых процессов формирующихся в криогенной обстановке. Они приурочены к террасовым уровням озерно-ледниковых бассейнов. Лёссовидные суглинки имеют прерывистое распространение и, как правило, небольшие (2-5 м) мощности. В более южных провинциях, многоярусная лёссово-почвенная серия, имеющая широкое распространение и большую мощность (5-10 м), формируется при активно мощном участии эолового фактора и элювиально-делювиальных процессов в условиях криолитогенеза. Четко прослеживается тенденции к увеличению мощности многоярусного лёссового покрова в южном направлении к периферии древнеледниковой области.

В заключение необходимо подчеркнуть, что региональный подход к установлению пространственных и временных закономерностей лёссообразования в связи с территориальным разнообразием геолого-геоморфологической и палеогеографической

обстановки, позволяют обосновать выделение лёссовых провинций, надежно расшифровать и уточнить генезис лёссовых пород, распознать разновозрастные генерации в многоярусной толще. Полученные результаты имеют важное палеогеографическое и стратиграфическое значение, их необходимо учитывать при палеогеографических реконструкциях, расчленении и корреляции лёссово-почвенных горизонтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00222)

Список литературы:

- Антонов С.И., Рычагов Г.И. Покровно-склоновые образования бассейна Средней Протвы // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. География. 2002. № 4. С 39–44.
- Величко А.А., Халчева Т.А. Позднеплейстоценовые лёссы и их распространение (карта 3) // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). М.: Наука, 1982. С. 70-74
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода восточной Европы. М.: ИГРАН, 1992. С. 115-140.
- Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск, М.: Изд-во «Маджента», 2008. 348 с.
- Колеватых Е.А. К вопросу о генезисе и геохимии покровных суглинков Вятско-Камского Предуралья // Литосфера, 2010. № 6. С. 55-65.
- Комплексный анализ четвертичных отложений Сатинского учебного полигона /под. ред. Г.И. Рычагова и С.И.Антонова. М.: Изд. Моск. ун-та. 1992. 128с.
- Конищев В.Н. Лёссовые породы: новые возможности изучения их генезиса // Инженерная геология. 2015 № 5. С. 22-36.
- Инженерная геология СССР. Т. I. Русская платформа. М.: Изд-во МГУ, 1978. 528 с.
- Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., изд-во «Наука». 1965. 296с.
- Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. / Отв. ред. А.А. Величко. М.: 1997. 140с.
- Лёссовые породы Русской платформы // Лёссовые породы СССР. Т. II. М.: Недра, 1986. 268 с.
- Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск, Изд-во «Манджента», 2004, 120 с.
- Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М: изд-во географ. ф-та МГУ, 2013. 119 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.
- Спиридонов А.И. К вопросу о происхождении покровных суглинков // Вестн. МГУ. 1948. № 4. С.87-96.
- Судакова Н.Г., Базилевская Л.И. Особенности лёссовидных отложений Ярославского Поволжья //Изв. АН СССР, 1976, сер. География № 5. С. 90-98.
- Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А. Палеогеографическая обусловленность формирования перигляциально-лёссовой формации в бассейне Верхней Волги и Оки // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. 2013.№ 1. С. 55-60.
-

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ЛЕССОВЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН

Д.П. Сымпилова, Н.Б. Бадмаев

Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
darimasp@mail.ru, nima_b@mail.ru

GENESIS OF LOESS DEPOSITS IN THE WESTERN TRANSBAIKALIA ACCORDING TO MORPHOSCOPIC STUDIES OF QUARTZ SAND GRAINS

D.P. Sympilova, N.B. Badmaev

Institute of General and Experimental Biology SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Лессовый седиментогенез в ландшафтах Западного Забайкалья формировался в условиях перигляциального климата верхнего неоплейстоцена. Ведущим фактором развития ландшафтов этого времени был климатический (Величко, Тимирева, 2005). Некоторые свойства почв являются унаследованными от былых геологических эпох. Ярким примером служат лессы – продукты ледникового ресайклинга (Макеев, 2012). Почвы, формирующиеся на лессовых породах, наследуют состав и свойства этих пород и характеризуются большим разнообразием.

Лессовые породы широко распространены в ландшафтах Западного Забайкалья, территория которой входит в умеренную перигляциально-лессовую зону Азии (Лессовый покров Земли, 2001). В палеогеографическом аспекте эта зона рассматривается как перигляциальная область, где процессы криолитогенеза отразились на свойствах лессовых пород и их структурно-текстурных характеристиках (Лессовые породы СССР, 1986).

Генезис лессов Западного Забайкалья освещался в трудах В.А. Обручева (Обручев, 1951), Э.И. Равского (Равский, 1972), В.Н. Олюнина (Олюнин, 1978), Д.Б. Базарова (Базаров и др., 1974) и др. В.А. Обручев сформулировал концепцию о субаэральном (эоловом) генезисе образования лессов из пыли. Э.И. Равский лессовые породы относит либо к образованиям пролювиального и делювиально-солифлюкционного или овражного делювиально-аллювиального генезиса, не исключая возможности эолового накопления. В.Н. Олюнин относит их к эолово-пролювиальным, делювиальным, делювиально-пролювиальным отложениям. Автор считает, что в образовании лесса принимала участие атмосферная вода, прибивающая частицы эоловой пыли к земле и перемещающая их вниз по склонам. Далее, в нижних частях склонов к чисто эоловому материалу присоединялся материал, непосредственно вымываемый струйками дождевой и снеговой вод из продуктов разрушения коренных пород. Д.Б. Базаров к собственно лессам относит эоловые, лессовидные отложения как полигенетические образования.

Лессы водораздела хр. Цаган-Дабан характеризуются высокой однородностью, их мощность составляет на междуречьях 2-3 м, а на склонах увеличиваются до 10-15 м, залегая на высотах от 725 до 920 м на ур. моря (возможно и выше). Источником эоловой пыли служат эоловые пески, образовавшиеся за счет мощной толщи полигенетических песков кривоярской свиты долин крупных рек Западного Забайкалья. Далее фракции, вынесенные из этих песков, переносятся северными и северо-западными ветрами и пыльными бурями в глубь хребтов и осаждаются на водоразделах хребтов (Обручев, 1951; Базаров, 1988).

Наши исследования (Сымпилова и др., 2012; Сымпилова и др., 2015) показывают, что типичные лессы формируются на водоразделе хр. Барский (Цаган-Дабан), верхних, средних и нижних частях северного склона. Они представлены преимущественно алевроитовой породой, не слоисты, имеют темно-серый, местами буроватый цвет, легко- и среднесуглинистый гранулометрический состав по всему профилю. Содержание крупного и среднего песка – 0-1 %, мелкого песка – 16-30 %. Фракция 0,05-0,01 мм составляет 40-56 %; 0,01-0,005 мм – 7-14 %; менее 0,005 мм – 3-23 %. Содержание илистой фракции варьирует в пределах 6-11 % с максимумом в средней части профиля, обнаруживая некоторое развитие метаморфизма.

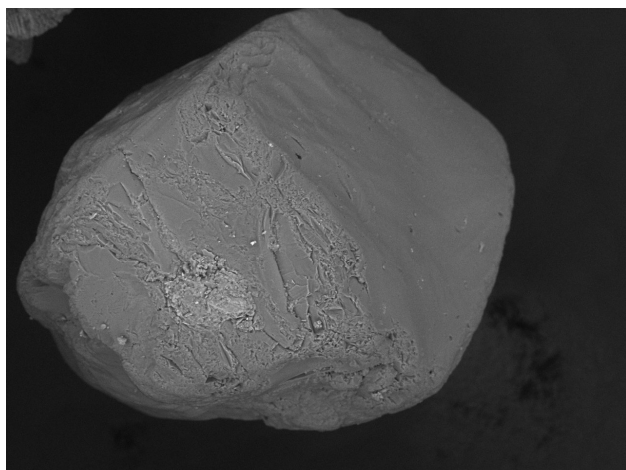


Рис. 1. Полуокатанность и заматованность зерна

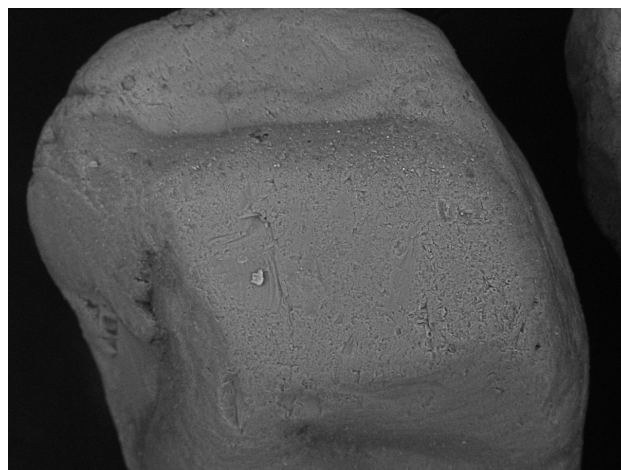


Рис. 2. Полуокатанное зерно

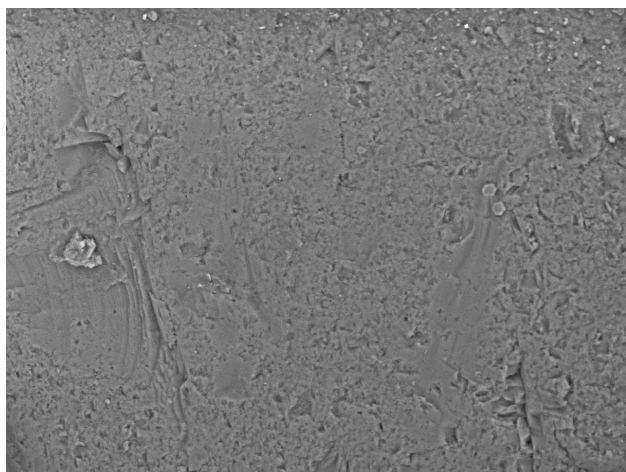


Рис. 3. Микроямчатость на поверхности зерна

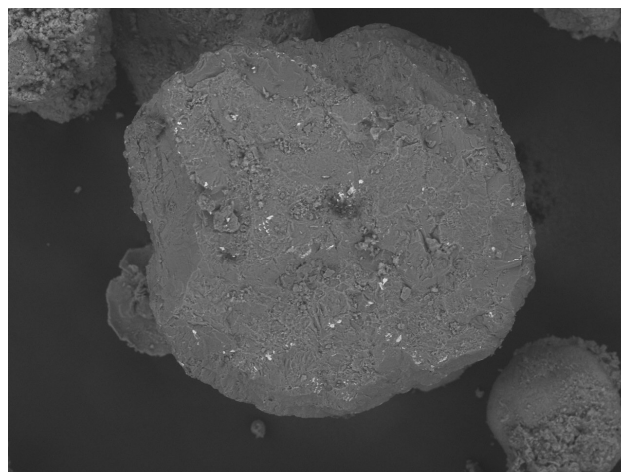


Рис. 4. Следы морозного выветривания (раковистый скол)

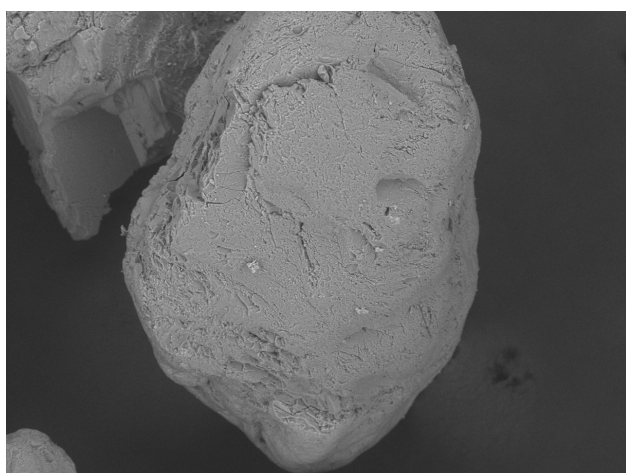


Рис. 5. Микроямчатость и раковистый скол на поверхности зерна

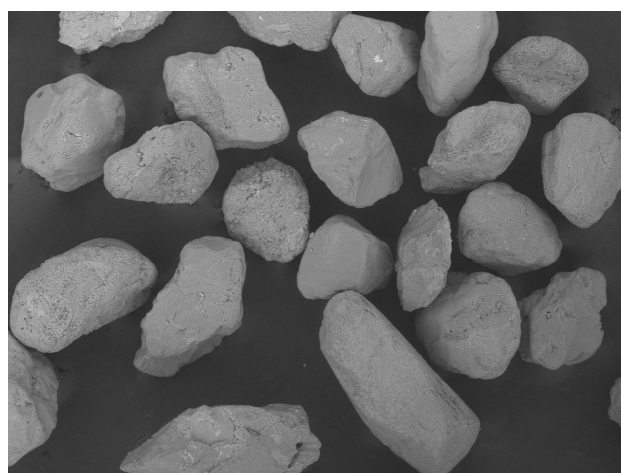


Рис. 6. Преобладание полуокатанных зерен

Лессовидные отложения формируются в нижних частях речных долин, на террасах, в широких лощинах, падах, оврагах. Для них характерна неоднородность, пропитанность карбонатами, пористость, вертикальная столбчатость, слоистость. Они часто переслаиваются с прослоями песка и щебня – местными продуктами выветривания. Здесь преобладают две фракции: крупная пыль и мелкий песок, составляющие соответственно 35-50 % и 27-35 %.

В целом для лессовых пород наблюдается увеличение количества глинистых фракций на более высоких отметках. Указанное явление объясняется усиленными процессами выветривания в горах, где господствует более гумидный климат.

Для реконструкции палеогеографической и выяснения современной ландшафтно-климатической обстановки Западного Забайкалья был применен метод морфоскопии песчаных кварцевых зерен, разработанный в лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством д.г.н. А.А. Величко. Применение сканирующего электронного микроскопа позволяет обследовать окатанность, текстуру поверхности зерна, что характеризует условия формирования осадка и его генезис.

Были изучены образцы кварцевых песчаных зерен из почвенного профиля дневных (поверхностных) почв, расположенного на водоразделе хр. Цаган-Дабан. Наблюдается преобладание полуокатанных зерен (рис. 6) с высокой степенью матовости (рис. 1, 2). На зернах прослеживается эоловая обработка поверхности – микроямчатость (рис. 3, 5), которая возникает при сальтации и соударении песчаных зерен. Зерна с раковистым сколом (рис. 4, 5) указывают на формирование их в условиях мерзлотного выветривания.

Таким образом, морфоскопический анализ песчаных кварцевых зерен позволил выявить особенности генезиса лессовых пород Западного Забайкалья. Преобладание матовых и полуокатанных зерен свидетельствует о том, что на последнем этапе своей обработки зерна находились в субэразальных (эоловых) условиях. Это также подтверждается микроямками на поверхности зерна. Современное осадконакопление и почвообразование Западного Забайкалья происходит в условиях континентального и аридного климата, что подтверждается данными морфоскопии кварцевых зерен.

Список литературы:

Базаров Д.Б., Резанов И.Н., Наумов А.В. О лессах и лессовидных отложениях Селенгинского среднегорья и Юго-Восточного Прибайкалья // Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья: Тр. Геол. ин-та БурФ СО АН СССР. – Улан-Удэ, – 1974. – Вып. 5 (13). – С. 115-126.

Базаров Д.Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. – Новосибирск. – Наука, Сиб. Отд-ние, – 1988. – 182 с.

Величко А.А., Тимирева С.Н. Проблема генезиса лессового материала по данным изучения морфоскопии песчаных кварцевых зерен // Многоликая география (развитие идей И.П. Герасимова). – М., 2005. – С. 76-89.

Лессовые породы СССР. Т.2. Региональные особенности // Под ред. Е.М. Сергеева, В.С. Быковой, Н.Н. Комиссаровой. – М., 1986. – 276 с.

Лессовый покров Земли и его свойства / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.

Макеев А.О. Геологическая роль почв с позиций учения о биогеохимической роли живого вещества // Докл. Всерос. науч. конф. «Геохимия ландшафтов и география почв» (к 100-летию М.А. Глазовской). – М., 2012. – С. 52-53.

Обручев В.А. Лесс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения // Избранные труды по географии Азии. – М.: Географгиз, 1951. – Т. 3. – С. 197-242.

Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. – М.: Наука, 1978. – 276 с.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.

Сымпилова Д.П., Гынинова А.Б., Балсанова Л.Д., Шахматова Е.Ю., Бадмаев Н.Б. Лессы и лессовидные отложения бассейна р. Куйтунка Западного Забайкалья // Матер. межд. науч.-практ. конф. «Рациональное использование почвенных и растительных ресурсов в экстремальных природных условиях». – Улан-Удэ, 2012. – С. 224-226.

Сымпилова Д.П., Гынинова А.Б., Куликов А.И., Шахматова Е.Ю., Балсанова Л.Д., Гончиков Б.-М.Н., Цыбикдоржиев Ц.Ц., Хаптухаева Н.Н., Мангатаев А.Ц., Бадмаев Н.Б. Особенности почвообразования на лессовых породах северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья // Известия РАН. Серия географическая, – 2015. – № 1. – С. 98-110.

**СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ:
ПАЛЕОПОЧВЫ, РАСТИТЕЛЬНОСТЬ, ¹⁴C- И OSL-ДАТЫ**

**С.А. Сычева¹, М. Фрехен², Е.В. Пономаренко³, П.Г. Панин¹, С.Н. Седов^{4,5,6},
А.Н. Симакова⁷, О.С. Хохлова⁸, Б. Терхорст⁹**

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, sychevasa@mail.ru

²Лейпцигский институт прикладной геофизики, Ганновер, Германия, M.Frechen@bgr.de

³Оттавский Университет, Оттава, Канада, eponomarenko@yahoo.com

⁴Институт геологии УНАМ, Мехико сити, Мексика, serg_sedov@yahoo.com

⁵Тюменский Индустриальный Университет, Тюмень, Россия,

⁶Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия,

⁷Институт геологии РАН, Москва Россия, simak2001@mail.ru

⁸Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения, Пушкино, Россия,
olga_004@rambler.ru

⁹Институт географии и геологии, Университет Вюрцбурга, Германия

**STRATIGRAPHY AND CHRONOLOGY OF THE LATE PLEISTOCENE
IN THE EXTRAGLACIAL REGION OF THE EAST EUROPEAN PLAIN:
PALEOSOLS, PALAEOVEGETATION, ¹⁴C- AND OSL DATES**

**S.A. Sycheva¹, M. Frechen², E.V. Ponomarenko³, P.G. Panin¹, S.N. Sedov^{4,5,6}, A.N. Simakova⁷,
O.S. Khokhlova⁸, B. Terhorst**

¹Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

²Leipzig Institute of Applied Geophysics, Hannover, Germany

³University of Ottawa, Ottawa, Canada

⁴Institute of Geology, UNAM, Mexico City, Mexico

⁵Tyumen industrial University, Tyumen, Russia

⁶University of Tyumen, Tyumen, Russia

⁷Geology Institute of RAS, Moscow Russia

⁸Institute of physical-chemical and biological problems in soil science, Pushchino, Russia

⁹Institute of Geography and Geology, University of Wurzburg, Germany

Опорный разрез Александровский карьер изучается в мониторинговом режиме с конца 80-х годов прошлого столетия. Карьер расположен в 10 км южнее г. Курска на междуречье рек Сейма и Млодати. Его координаты 51°36'09" с.ш. и 36°06'51" в.д., высота над ур. м. 240 м. С 2007 г. данный объект является охраняемым памятником геологии регионального значения. Расположение разреза на водоразделе территории, никогда не подвергавшейся оледенениям, большая мощность позднеплейстоценовых отложений – свыше 10 м, детальность и полнота их строения, не имеющие аналогов на всей Восточно-Европейской равнине, предопределили исключительное значение этого объекта для решения многих вопросов эволюционной географии, палеопочвоведения, геоморфологии и палеокриолитологии и ряда других наук о Земле.

Стратиграфия. В карьере вскрыта погребенная балка, на склонах и в днище которой развита межледниковая рышковская палеопочва микулинского межледниковья. В заполнении залегают валдайские делювиально-солифлюкционные отложения и интерстадиальные палеопочвы (таблица 1). Почвы разделены разновозрастными педоседиментами и лёссами со следами посткриогенных деформаций (Сычева, 2012). Сводный профиль разреза включает следующие слои:

1. Голоценовый чернозем (МИС 1).

2. Поздневалдайский буровато-палевый лёсс (МИС 2). К этому слою приурочены делли – свидетели ярославского криогенного горизонта (КГ).

3. Брянская палеопочва (МИС 3а) нарушена крупными клинообразными структурами владимирского КГ.

Таблица 1. Корреляция стратиграфических схем позднего плейстоцена ледниковых и лёссовых районов Восточно-Европейской равнины.

Звено	Горизонт	Оледенения, межледниковья, стадии (или похолодания), интерстадиалы (для ледниковых районов)			Горизонты лёссов, ископаемых почв (ИП) и криогенных горизонтов (КГ) в перигляциальной зоне			МИС
		по Арсланову, 1987; Шику и др., 2006			По Величко и др., 1997		По Сычевой, 2012	
Голоцен			10,3-0 ka		Голоценовая почва		6-7 голоценовых почв	1
Верхний плейстоцен	Осташковский	Поздний Валдай	Поздний дриас	11,0-10,3	Алтыновский лёсс III. Ярославский КГ		Лёсс	2
			Аллеред	11,8-11,0			5-6 инициальных почв 11140±190 BP 12200±180 BP	
			Средний дриас	12,0-11,8				
			Беллинг	12,4-12,0				
			Нижний дриас	13,0-12,4				
			Раунисский межстадиал	13,7-13,0 ka				
			Вепсовская стадия	15,0-13,7 ka				
			Потепление	16,5-15,0 ka	Трубчевская ИП	Лёсс, Владимирский КГ		
			Бологовская стадия	25,0-16,5 ka	Деснинский лёсс II. Владимирский КГ			
	Ленинградский	Средний Валдай	Брянский интерстадиал	32,0-25,0 ka	Брянская ИП		Брянская почва 33140±230 BP	3
			Леясциемское похолодание	36,0-32,0 ka		Лёсс		
			Межстадиал Гражданский проспект	42,5-36,0 ka		Гидроузельская почва 39710±580 BP, 40200±420 BP		
			Шапкинское похолодание	45,0-42,5 ka		Тускарьский лёсс, КГ 50±3 ka OSL		
			Красногорский межстадиал	58,0-45,0 ka				
	Олонецкий	Ранний Валдай	Шестихинское похолодание	72,0-58,0 ka	Хотылевский лёсс I. Смоленский КГ		Селиховодворский лёсс, КГ	4
			Круглицкий межстадиал	85,0-72,0 ka	Мезинский ЛПК	Крутицкая ИП	Стрелецкая почва >58 ka	5a
			Похолодание	95,0-85,0 ka			Млодательский лёсс, КГ, 91±5 ka OSL	5b
			Тосненский межстадиал	105-95 ka			Кукуевская почва	5c
			Кругловское похолодание	116-105 ka			Семский слой, КГ 115±7 ka OSL	5d
	Микулинский	Микулинское межледниковье		128-116 ka		Салынская ИП	Рышковская почва: 3 педогенные + 3 морфолитогенные фазы	5e
Средний	Московский	Древнее 128 ka		Позднемосковский лёсс, КГ 127±8 ka OSL	6			

3а. Тускарьский оглееный лёсс (МИС 3b) развит над днищем палеобалки. В этом слое найдены костные остатки доисторической лошади и шерстистого носорога. С тускарьским КГ связаны пластичные деформации, нарушающие нижележащую почву.

4. Александровская палеопочва (МИС 3с).

4а. Селиховодворский лёсс (МИС 4), включая педоседимент стрелецкой палеопочвы. С ним связаны котлообразные псевдоморфозы, разбивающие ранневалдайскую толщу палеопочвы.

5. Стрелецкая ранневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 5а) с гумусовыми языками глубокого сезонного промерзания.

5а. Млодательский лёсс (МИС 5b) включает педоседимент кукуевской палеопочвы. С ним связан одноименный млодательский КГ.

6. Кукуевская ранневалдайская интерстадиальная палеопочва (МИС 5с) с гумусовыми языками сезонного промерзания.

7. Сеймские ранневалдайские солюфлюкционно-делювиальные лёссовидные суглинки (МИС 5d) включают педоседименты рышковской почвы. Мощность 2-5 м. С сеймским слоем связан одноименный КГ с разнообразными пластичными, реже структурными деформациями.

8. Рышковская палеопочва микулинского межледниковья (МИС 5е), временной аналог салынской почвы схемы проф. А.А. Величко (таблица 1). В днище палеобалки – это педолитокомплекс, мощностью 2,5-3,0 м, состоящий из 3-4 почвенных профилей, наложенных друг на друга или разделенными аллювиально-пролювиальными отложениями. В особых условиях склонов и днищ палеоформ сохранились следы сезонной мерзлоты.

Хронология. В основании профиля межледниковой рышковской почвы получена OSL-дата 127 ± 8 тысяч лет (таблица 1). Палеопочва перекрыта сеймским слоем, с которым связаны первичные льдогрунтовые жилы, разбивающие её. В верхней части этого слоя получена OSL-дата 115 ± 7 тыс. лет, которая позволяет отнести время захоронения межледниковой почвы к МИС 5d – первому ранневалдайскому похолоданию. Полученные нами OSL-даты впервые четко ограничивают время формирования рышковской палеопочвы микулинским межледниковьем (127 ± 8 – 117 ± 8 тыс. лет). Для разделяющего кукуевскую и стрелецкую палеопочвы млодательского лёсса получена OSL-дата 91 ± 1 тыс. лет (МИС 5b), подтверждающая ранневалдайский возраст почв. Крупные постмерзлотные деформации, разбивающие стрелецкую, кукуевскую палеопочвы и проникающие в сеймский слой, – псевдоморфозы приурочены к селиховдорскому лёссу. Это дает основание для отнесения время его формирования к наиболее холодному этапу раннего валдая – МИС 4. Александровская и брянская палеопочвы относятся к среднему валдаю (МИС 3). Их возраст определен радиоуглеродным датированием: около 50,0 тыс. лет и 33,1 тыс. лет соответственно. Для разделяющего почвы тускарьского лёсса получена OSL-дата 50 ± 3 тыс. лет. Для педолитов в заполнении позднеледникового делля, нарушающего поздневалдайский лёсс получены радиоуглеродные некалиброванные даты около 11-12 тыс. лет, позволяющие сопоставить эти события с последними предголоценовыми потеплениями – беллинг-аллеред.

Палеопочвы и лёссы. В гранулометрическом составе лёссовидных суглинков и палеопочв преобладает фракция крупной пыли, доля физической глины возрастает снизу-вверх от 39-40 до 60-63%. Позднеплейстоценовые палеопочвы выделяются среди вмещающих лёссов увеличением содержания Сорг. Накопление карбонатов отмечается только для средневалдайской брянской и голоценовой почв.

Рышковская палеопочва является основным стратиграфическим элементом (геосолью), залегает в основании позднеплейстоценовых отложений на позднемосковском лёссовидном среднем суглинке. На пологом склоне балки палеопочва имеет наиболее простое строение, сходное с салынской палеопочвой в разрезах плакоров Русской равнины (Величко и др., 1997; Сычева, 2003, 2012). Её профиль включает: серо-гумусовый горизонт, серию элювиальных и текстурных элювиально-иллювиальных горизонтов. Гумусовый горизонт сформирован при периодическом привносе материала в результате постпожарной эрозии, его последующей

биогенной проработки, а также пирогенного воздействия *in situ*. Элювиальным горизонтам характерны слоистость и плитчатая структура, что связано с линзовидным (шлировым) выделением льда при глубоком сезонном промерзании (Сычева, 2012). Сегрегация железа в этих горизонтах связана с элювиально-глеевым процессом, отчасти с альфегумусовой миграцией. Содержание илистой фракции сильно дифференцировано по профилю – от 12,14 до ~ 30,00%, что хорошо согласуется с распределением SiO_2 и R_2O_3 . Развитый профиль АУ-АЕL-ЕLnn-BELf-BT1-BT2-BT3-BTC позволили классифицировать палеопочву на склоне как дерново-палево-подзолистую.

В днище палеобалки сформирован рышковский трех-, четырехчленный педолитокомплекс: IA1–EL1–IIA2–EL2/EG–IIIA/A3BT–BT/BTG. Гумусовые горизонты выделяются по содержанию гумуса и фиксируют частные профили почв. Варьирование пространственно-профильного строения педолитокомплекса связано с образованием разновозрастных донных овражков и трещин глубокого сезонного промерзания. Нарушения почвенного покрова днища балки происходили неоднократно в экстремальные стадии формирования ландшафтов.

В днище и нижних частях склона балки, между рышковским педолитокомплексом и сеймским педоседиментом сохранился пирогенный прослой, содержащий большое количество углей, фрагменты обожженного красного суглинка и плотные карбонатно-силикатные конкреции. Он является свидетелем катастрофического лесного пожара, случившегося в самом конце межледниковья.

Палеопочвы ранневалдайских интерстадиалов – кукуевская и стрелецкая сохранились в днищах вторичных палеоформ, унаследованных от московско-микулинских палеодепрессий, сформированы на неслоистых или слабослоистых золово-делювиально-солифлюкционных суглинках. Профили интерстадиальных почв менее мощные (0,5-1,2 м) и слабо дифференцированные, что связано с меньшей длительностью их развития (3-5 тысяч лет против 12-15 тысяч лет для межледниковой рышковской почвы). Кукуевская палеопочва имеет профиль $\text{A}_{i,es}, (\text{ca}, \text{mc}), \text{q}-\text{B}_{i,q}, (\text{ca}, \text{mc})-\text{C}$ и частично сформирована на педоседименте рышковской почвы. Профиль нарушен трещинами, проникающими из вышележащего млодательского лёсса, а также гумусовыми языками стрелецкой палеопочвы и псевдоморфозами, проникающими из селиховодворского лёсса. Она перекрыта млодательским слоем, сформированным за счет разрушения и переотложения почв, развитых на водоразделах. Стрелецкая палеопочва с профилем А–АВi–Вt слабо сохранилась и разбита морозобойными трещинами, проникающими из селиховодворского лёсса. Для обеих палеопочв фиксируется начальная стадия процесса перераспределения ила. Сорг. в гумусовых горизонтах почв достигает 0,7%. Состав гумуса гор. А стрелецкой почвы – фульватно-гуматный ($\text{Сгк}/\text{Сфк}=0,83$), кукуевской – гуматный ($\text{Сгк}/\text{Сфк}=2,3$). В гумусовом и переходном горизонтах стрелецкой палеопочвы отмечено накопление P_2O_5 , CaO , MgO при некотором выносе R_2O_3 , и особенно Al_2O_3 .

В целом, стрелецкой и кукуевской палеопочвам присущи одинаковые элементарные почвообразовательные процессы: гумусонакопление, оструктурирование, текстурная дифференциация, оглеение и сегрегация соединений Fe и Mn. В стрелецкой палеопочве процессы гумусонакопления, оструктурирования, текстурной дифференциации более выражены. Она отнесена к лесостепным лугово-чернозёмным почвам (оподзоленным чернозёмам). В кукуевской палеопочве отчетливее выражена сегрегация соединений Fe и Mn. Она диагностирована как лугово-чернозёмная, развивавшаяся с периодами весеннего переувлажнения и значительного летнего иссушения в условиях умеренной лесостепи.

Александровская почва образовалась в первый средневалдайский интерстадиал. Она развита над днищем и на склонах московско-микулинской палеобалки. Гумусовый горизонт почти не сохранился и представлен фрагментарно. Содержание Сорг. в александровской почве невелико (0,34%), гумус гуматного типа. Особенности профиля александровской почвы, ведущие почвообразовательные процессы – гумусообразование и оглеение, отсутствие признаков текстурной дифференциации позволяют отнести почву к луговым

почвам западин холодной лесостепи умеренного пояса, в завершающую стадию, подвергшимся воздействию многолетней мерзлоты.

Брянская ископаемая почва в отличие от других палеопочв развита не только над заполненными палеоформами, но и на межбалочных водоразделах, отсутствует лишь на водоразделах более высокого порядка. Профиль почвы А–АВ–Вса–Вg. Он разбит псевдоморфозами по ледяным клиньям (владимирский КГ). Гумусовые горизонты фрагментарны, иногда сохраняются в центре крупных клиньев в виде грушевидных ядер. Карбонатный горизонт расположен между клиньями. Почвенные горизонты по сравнению с вмещающими лёссами характеризуются увеличением содержания ила и сужением молекулярных отношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$. Гумусовый горизонт выделяется повышением Сорг. (до 0,7–1,1%). Состав гумуса фульватный с высоким содержанием негидролизуемого остатка (64–72%). Содержание карбонатов достигает 8,5%, с резким максимумом в верхней части гор. Вса и приконтактной зоне с клиновидными структурами.

Реконструкция генезиса брянской почвы затруднена нарушениями почвенного профиля. Сильнейший криогенез на заключительном этапе развития почвы привел к деформации основных горизонтов, перемешиванию почвенной массы, вторичному оглеению. По-видимому, материал гумусового горизонта при вытаивании льда стекал внутрь мерзлотных клиновидных структур, образуя грушевидные ядра. Между клиньями на поверхности выходил карбонатный, в результате образовались структуры пятен-медальонов. Почву можно назвать дерновой иллювиально-карбонатной надмерзлотно-глеевой. В центре палеодепрессии, где брянская почва имеет мощный глеевый горизонт – мерзлотный дерново-глеевый. Возможно, в этой позиции глеевый горизонт принадлежит более древней гидроузельской палеопочве, временные аналоги которой описаны в других разрезах Русской равнины (Седов и др., 2010).

Изменение растительности в позднем плейстоцене. Реконструкция изменения растительности выполнена с применением спорово-пыльцевого (Сычева, Гунова, 2004) и педоантракологического анализов. Впервые был проанализирован угольный пул палеопочв.

Микулинское межледниковье МИС 5e: первая половина – преобладание березовых лесов; вторая половина – распространение сосновых лесов, на более благоприятных местообитаниях – с участием широколиственных пород (липы, дуба, вяза, граба); заключительная фаза – преобладание березового леса. Отмечены обугленные склероции древесной микоризы и мелкий окатанный уголь лиственных и хвойных пород, эпигенетически трансформированный в Fe-Mn конкреции с угольным ядром. Обезлесение в результате пожаров сопровождалось непродолжительным, но резким увеличением поверхностного стока и застоем влаги в днищах балок, обусловившим аккумуляцию окислов железа на поверхности окатанного угля.

Сеймский педоседимент МИС 5d: в основном отражает состав пылицы переотложенных горизонтов рышковской почвы с увеличением доли травянистых растений. Фрагменты угля в нем более крупные и угловатые, что указывает на их локальное происхождение – древесная растительность существовала только в балке и на ее бортах.

Первый ранневалдайский интерстадиал (кукуевская почва) МИС 5c: господство лесостепи с участием сосново-березовых группировок, позже – открытые пространства с разнотравно-злаковыми ассоциациями. Кукуевская почва содержит единичные угли ели и более многочисленные склероции древесной микоризы: комбинация, характерная для верховых пожаров в ельниках. В угольном пуле отражена лишь заключительная, лесная стадия развития растительного покрова балки. Ей предшествовала степная фаза, во время которой сформировался растянутый гумусовый профиль с ходами землероев.

Второй ранневалдайский интерстадиал (стрелецкая почва) МИС 5a: лесостепи с господством остепненных участков (злаково-разнотравных ассоциаций) и участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород сменились сосновыми лесами с участием широколиственных пород. В стрелецкой почве преобладают мелкие угли кустарников из семейства розоцветных. Растительная формация – кустарниковая степь.

Отмечены признаки многократных пожаров и высокотемпературного обжига минеральной поверхности почвы. В отличие от более древних почв, в этой почве многочисленны обугленные семена, что свидетельствует об изменении сезонности пожаров в этот период – появлении позднелетних и осенних пожаров.

Александровская почва МИС 3: в основном доминирование лесостепных ландшафтов. В составе угля александровской почвы отмечены дуб, мелколиственные породы, и немногочисленные склероции древесной микоризы.

Брянская почва МИС 3: лесостепной мозаичный ландшафт, представляющий сочетание лиственнично-сосновых лесов, с участием ели и сосны сибирской, злаково-маревых степей, суходольных лугов и тундровых сообществ.

Поздневалдайский лёсс МИС 2: доминирование разнотравно-маревых степей с участками сосновых и сосново-березовых лесных ценозов, тундровых и пионерных растительных ассоциаций.

Корреляции. Строение почвенно-седиментационных разрезов в палеоврезах междуречий Среднерусской возвышенности более детально и достоверно фиксирует события позднего плейстоцена, чем они отражены в разрезах плакоров Русской равнины (таблица 1) (Величко и др., 1997). Балочные архивы оказались не менее точными и полными, чем архивы озерно-болотных отложений северо-запада (Арсланов, 1987; Шик, Заррина, Писарева, 2006). Наши данные прекрасно коррелируют с лёссово-почвенными сериями возвышенностей и предгорий Европы (Украины, Чехии, Венгрии, Австрии, Германии, Бельгии, Сербии) и Сибири.

Выводы.

1. Рышковский педолитокомплекс формировался в микулинское межледниковье (МИС 5е) в течение 12-15 тысяч лет (127-117 тыс. л.н.). Он включает три почвенные: первая – лесостепная, две-три последующие – лесные и разделяющие морфолитогенные фазы. МИС 5е завершается катастрофой – сильным лесным пожаром и слепожарной эрозией.

2. В первое ранневалдайское похолодание (МИС 5d) активизируются рельефообразующие и криогенные процессы (сеймский КГ, 115 тыс. л.н.).

3. В раннем валдае было два основных интерстадиала, когда формировались две лесостепные почвы: кукуевская (МИС 5с) и стрелецкая (МИС 5а), разделенные млодательским лёссом (МИС 5b) с КГ (91 тыс. л.н.). Завершается крупным похолоданием (МИС 4) – селиховодворский КГ.

4. В среднем валдае (МИС 3) образовались три основные интерстадиальные палеопочвы: александровская 58-55 тыс. л.н., гидроузельская 44-37 тыс.л.н., разделенные тускарским лёссом КГ (50 тыс. л.н.) и брянская почва (33-26 тыс. л.н.).

5. Начало поздневалдайского оледенения (МИС 2) фиксируется владимирским КГ.

6. В позднем валдае МИС 2 нет интерстадиальных почв, формируются 5-6 инициальных палеопочв.

Список литературы:

- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ. - 1987. - 298 с.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколин Н.И. Основные черты строения лёссово-почвенной формации // Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГРАН, - 1997. - С. 5-24.
- Седов С.Н., Хохлова О.С., Силицын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение, - 2010. - № 8. - С. 938–955.
- Сычева С.А. Эволюция погребенных балочных ландшафтов лесостепи Русской равнины // Изв. РАН. Сер. географ., - 2003, - № 1. - С. 113-123.
- Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. – 2012. - № 4, - С. 45-56.

Сычева С.А., Гунова В.С. Результаты изучения позднеплейстоценового лёссово-почвенного комплекса в погребенной балочной системе Средне-Русской возвышенности // Бюлл. комис. по изуч. четвертичного периода, М.: ГЕОС. - 2004, - № 65, - С. 86-101.

Шик С.М., Заррина Е.П., Писарева В.В. Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена центра и северо-запада Европейской России // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Санкт-Петербург: Недра. - 2006. - С. 85-121.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАЙОНА ПОДВОДНОГО ХРЕБТА МЕНДЕЛЕЕВА В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

**Е.Е. Талденкова¹, С.Д. Николаев¹, А.Ю. Степанова², Е.А. Гусев³, П.В. Рекант⁴,
Н.О. Чистякова¹, Е.С. Новихина³, Е.С. Миролюбова³, М.Н. Пяткова³**

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, etaldenkova@mail.ru

² A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США, a.yu.stepanova@gmail.com

³ ВНИИОкеангеология им. акад. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия,
gus-evgeny@yandex.ru

⁴ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, rekant@mail.ru

STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE SUBMARINE MENDELEEV RIDGE REGION IN THE NEOPLEISTOCENE

**E.E. Taldenkova¹, S.D. Nikolaev¹, A.Yu. Stepanova², E.A. Gusev³, P.V. Rekant⁴, N.O.
Chistyakova¹, E.S. Novikhina³, E.S. Mirolubova³, M.N. Pyatkova³**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Texas A&M University, College Station, USA

³ VNIIOkeangeologiya, St.Petersburg, Russia

⁴ VSEGEI, St.Petersburg, Russia

Введение. Наблюдаемые в последние десятилетия глобальные климатические изменения в сторону потепления необычны тем, что происходят на фоне орбитально обусловленной природной тенденции к похолоданию. Арктический бассейн становится особенно уязвимым к потеплению и связанным с ним процессам в силу действия эффекта обратной связи, называемой «арктическим усилением» климатического сигнала (Miller et al., 2010). Ледовый покров Арктического бассейна является своего рода интегральным фактором, определяющим силу действия этих обратных связей, включая альбедо в летний период и теплоизоляцию зимой, что определяет объем морской первичной продукции, образование глубинных вод, экспорт льдов и содержащейся в них пресной воды в Сев. Атлантику (Polyak et al., 2010, 2013). Таким образом, представление о вариациях ледового покрова в прошлые геологические эпохи необходимо для понимания возможных путей его развития и связанных с этим изменений глобальной термогалинной циркуляции. В осадках Арктического бассейна и его континентальной окраины содержится запись об этих вариациях, прежде всего, через литологию осадков и состав ископаемых комплексов биоты.

Очевидно, что любые палеоклиматические реконструкции нуждаются в адекватном возрастном и/или стратиграфическом обосновании. За последние 15 лет получены новые данные по стратиграфическому подразделению осадочной толщи океана, что стало возможным благодаря первому глубоководному бурению на хребте Ломоносова в 2004 г. (Moran et al., 2006; Cronin et al., 2008) и комплексному исследованию колонок морских осадков длиной до 10 метров из различных его частей (Spielhagen et al., 2004; Backman et al., 2004; Polyak et al., 2004, 2009, 2013; Adler et al., 2009; Stein et al., 2010; Hanslik, 2011; Poirier et al., 2012; Cronin et al., 2013, 2014 и др.). Были использованы различные методы, позволившие установить наличие определенных стратиграфических «реперов» в Арктическом бассейне для четвертичного времени, которые в этом высокоширотном закрытом океане определялись вариациями размеров континентальных ледниковых щитов и морского ледового покрова.

Тем не менее, остается множество нерешенных проблем, таких как оценка возраста осадков и скоростей осадконакопления, проявлений ледниково-межледниковой периодичности в разных частях океана. Поэтому любое региональное исследование представляет несомненный интерес. В данной работе обсуждаются результаты детального изучения колонки KD12-03-10С с восточного склона хребта Менделеева, которая является одной из немногих колонок, охватывающих весь неоплейстоцен, тогда как большинство колонок не вскрывают осадки древнее МИС 7-8. Уникальность исследованной колонки состоит в том, что она содержит карбонатные микрофоссилии хорошей сохранности по всей длине осадочной толщи. Данная работа посвящена стратиграфическому подразделению осадочного разреза колонки KD12-03-10С и реконструкции некоторых аспектов палеогеографической эволюции района хребта Менделеева в неоплейстоцене.

Материалы и методы. Колонка KD12-03-10С, полученная с глубины 2200 м на восточном склоне хребта Менделеева (79°27,75' с.ш., 171°55,08' з.д.), общей мощностью 575 см, детально исследована комплексом литологических (весовое процентное содержание фракции >63 мкм, подсчет количества и определение состава терригенных зерен во фракции >500 мкм) и фаунистических (планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды) методов.

Результаты и обсуждение.

Литология. Всего выделено 8 пиков содержания крупнозернистого терригенного материала >500 мкм который, наиболее вероятно, является материалом ледового и айсбергового разноса (ice- and iceberg-rafted debris, IRD). Как было показано по материалам ранее изученных колонок из различных частей Северного Ледовитого океана, повышенные концентрации IRD соответствуют эпохам оледенений, преимущественно периодам максимального развития ледниковых щитов, когда их края достигали края шельфа, и, в особенности, времени их таяния (ледниковым терминациям). В это время гляциоэвстатический подъем уровня моря способствовал активному откалыванию айсбергов. В исследованной колонке количество обломков пород достигало максимальных значений в 6000 обл./100 г осадка во время пиков 5 (145-180 см) и 7 (300-350 см).

По совокупности данных о количестве и составе IRD разрез колонки KD12-03-10С можно подразделить на 3 основных интервала: 1) нижний (450-575 см, возраст древнее МИС 16) характеризует сравнительно мягкие условия с сезонным ледовым покровом и отсутствием айсбергового материала; 2) средний интервал (350-450 см, примерный возраст МИС 13 - МИС 16) соответствует периоду активного поступления материала ледового разноса из Евразийских морей с Трансполярным дрейфом и началу развития айсбергового разноса из Амеразийского сектора Арктики, которое знаменуется появлением карбонатов, предположительно, начиная с МИС 16; 3) верхний интервал (0-350 см, примерный возраст МИС 1 - МИС 12), соответствует периоду развития мощных ледовых покровов на периферии Арктического бассейна и активному привносу материала айсбергового разноса в периоды роста и разрушения ледников, преимущественно из Амеразийского сектора Арктики с круговоротом Бофорта.

Планктонные фораминиферы. Особенностью колонки KD12-03-10С является повсеместное присутствие планктонных фораминифер. Количество их неравномерно, есть выраженные пики и минимумы содержания. Планктонные фораминиферы, равно как и прочие карбонатные микрофоссилии, немногочисленны в нижней части разреза глубже 320 см. Похожее распределение, а именно уменьшение их количества в более древних слоях, наблюдалось в колонках с хребта Нордвинд, вскрывших осадки древнего возраста, что свидетельствует об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова, вероятно, за счет более продолжительного и сильного влияния тихоокеанских вод (Polyak et al., 2013).

Выделено 6 пиков содержания планктонных фораминифер. Из них наиболее выражены три - 0-25 см, 55-80 см и 240-310 см, когда численность раковин превышала 20 тысяч на 1 г осадка. Пики численности планктонных фораминифер, в особенности наиболее выраженные, совпадают с периодами пониженной численности IRD. Это позволяет предположить их

одновозрастность межледниковьям или, в случае более мелких пиков - к эпохам дегляциаций. Учитывая оценки возраста пиков содержания IRD, мы считаем, что максимумы численности планктонных фораминифер совпадают с крупными межледниковьями, соответствующими МИС 1-3, 5a-d и 11. Все 5 верхних пиков численности планктонных фораминифер, и в особенности, самый молодой на глубине 0-25 см, характеризуются более чем 90% преобладанием типичного арктического вида *Neogloboquadrina pachyderma* sin., свидетельствующим о существовании многолетнего ледового покрова в центральной Арктике, который характерен для этих районов и в текущее голоценовое межледниковье. Видовой состав самого древнего пика 240-310 см совершенно иной; *N. pachyderma* sin. чрезвычайно малочисленна в составе этого комплекса, а резко доминирует относительно тепловодный субполярный вид *Turborotalita egelida*. Доминирование этого вида, приуроченного к верхнему слою воды из-за наличия симбионтов, свидетельствует о сильно сокращенном сезонном ледовом покрове и росте продуктивности. Подобный слой с преобладанием *T. egelida* отмечен и в других колонках, вскрывших древние осадки (Hanslik, 2011; Polyak et al., 2013; Cronin et al., 2013, 2014). Эти колонки имеют достаточно хороший возрастной контроль, позволивший определить возраст слоя как МИС 11, что прекрасно согласуется и с нашими оценками возраста пиков крупнозернистого материала. Судя по видовому составу планктонных фораминифер, условия природной среды во время МИС 11 и времени до начала масштабных плейстоценовых оледенений (древнее МИС 16) были весьма близкими. Это подтверждает исключительность межледниковья МИС 11 в череде межледниковий плейстоцена как самого продолжительного по времени, теплого и характеризовавшегося самым высоким положением уровня моря (Miller et al., 2010).

Бентосные фораминиферы. Как и планктонные, бентосные фораминиферы присутствуют по всему разрезу, но крайне неравномерно; их количество на 2 порядка ниже, чем содержание планктонных фораминифер. Такое соотношение планктона и бентоса, характерное для многих колонок из амеразийской Арктики, свидетельствует о низкой продуктивности арктических вод в неоплейстоцене (Polyak et al., 2013). Более древние осадки, содержащие большое количество бентосных фораминифер и крайне малое планктонных, установлены пока в единственной колонке 93AR-P23 с хребта Нордвинд (Polyak et al., 2013). Исходя из этого, можно предположить, что колонка KD12-03-10C не вскрыла осадков древнее МИС 19-21. Выделены 6 пиков численности бентосных фораминифер, которые примерно совпадают с таковыми для планктона. Предложенные возрастные оценки подтверждаются распределением массовых (*Cibicides wuellerstorfi*, *Oridorsalis tener*, миллиолиды), а также стратиграфически значимых (*Pullenia bulloides*, *Epistominella exigua*, *Bolivina* sp., *Cyclammina* sp.) видов, временной диапазон распространения которых в осадках Арктического бассейна был примерно определен по ранее изученным колонкам (Polyak et al., 2004, 2013; Cronin et al., 2008; Adler et al., 2009; Hanslik, 2011).

Вариации численности и видового состава бентосных фораминифер позволяет сделать не только стратиграфические привязки, но и реконструировать ряд параметров палеосреды на основе 4-х комплексов. Комплекс 1 соответствует интервалу 0-80 см, предварительное определение возраста МИС 1-МИС 5d. Он характеризуется чередующимся доминированием *C. wuellerstorfi* и *O. tener*, двух глубоководных видов, характерных для стадиалов и интерстадиалов последних 5-ти МИС и активного взаимодействия вод Сев. Атлантики и Арктики. При этом *O. tener* характерен для более холодных эпох с мощным ледовым покровом и низкой продуктивностью, приводившей к созданию олиготрофной придонной обстановки. Напротив, *C. wuellerstorfi* соответствует более благоприятным межледниковым условиям с пониженным содержанием IRD. Комплекс 2 из интервала 80-240 см (МИС 5d-МИС 10) характеризуется падением численности фораминифер, но заметным увеличением видового разнообразия, появлением ряда стратиграфически значимых видов и сменой доминантов. Последнее подразумевает исчезновение *O. tener*, резкое увеличение доли различных видов рода *Quinqueloculina*, постепенное уменьшение роли *C. wuellerstorfi* вплоть до исчезновения в районе 130 см (МИС 6). Рост разнообразия во многом достигается за счет

роста количества раковин мелководных «шельфовых» видов, в первую очередь различных видов рода *Elphidium*, *Haynesina orbiculare* и *Cassidulina reniforme*. Скорее всего, растущее присутствие мелководных видов свидетельствует о значительной роли ледового разноса, т.е. о преобладании сезонного, менее сплоченного по сравнению с более молодыми эпохами, ледового покрова. Комплекс 3 из интервала 240–310 см соответствует эпохе высокой численности и максимального видового разнообразия бентосных фораминифер во время межледниковья МИС 11. Снова появляется и доминирует эпифаунный вид *C. wuellerstorfi* в сочетании с различными видами родов *Pyrgo* и *Elphidium*. По совокупности характеристик предполагается существенное влияние тихоокеанских вод. Комплекс 4 (310–575 см) характеризует древний период, предшествовавший МИС 11 с низкой численностью карбонатных микрофоссилий, свидетельствующий об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова.

Остракоды. По сравнению с планктонными и бентосными фораминиферами, численность остракод крайне мала, но она так же резко падает ниже 320 см, подчиняясь описанной ранее закономерности растворения карбонатных остатков в период древнее МИС 11-12. В исследуемой колонке не встречен вымерший вид *Pteregocythereis vannieuwenhuisei* и ряд других древних видов, определенных в осадках уникальной по временному охвату колонки 93AR-P23 и соответствующих времени среднеплейстоценового перехода (1.2-0.7 млн.л.н.) и древнее (Polyak et al., 2013; Cronin et al., 2014). Следовательно, исследуемая колонка, скорее всего, не вскрыла осадки древнее МИС 20-21.

Наиболее массовыми в колонке KD12-03-10C являются разнообразные представители родов *Cytheropteron* и *Polyscope*. Виды рода *Cytheropteron* присутствуют по всему разрезу колонки, в его нижней части, ниже 300 см они являются единственными представителями остракод. Похожий комплекс, в котором преобладают виды родов *Cytheropteron* и *Krithe*, отмечен в осадках древнее МИС 9-11 и свидетельствует о наличии сезонно свободных ото льда пространств в центральной Арктике (Cronin et al., 2013). Разнообразные виды рода *Polyscope*, напротив, в основном, приурочены к верхним 2-м метрам разреза. Это согласуется с имеющимися данными о том, что появление *Polyscope* соответствует так называемому периоду смены фаун в середине эпохи Брюнес (МИС 9-11) и перехода к более суровым ледовым условиям (Cronin et al., 2014). Виды *Acetabulastoma arcticum*, *Pseudocythere caudata* и *Microcythere medistriata* появляются в осадках Арктического бассейна, начиная со стадии МИС 9, и свидетельствуют о развитии многолетнего покрова дрейфующих льдов (Cronin et al., 2010, 2014). Особенно хорошим индикатором таких условий считается *A. arcticum*, который является эктопаразитом рачков, живущих в порах многолетних льдов. Он почти не встречается во время максимумов оледенений, когда ледовый покров был слишком сплоченным, но обычно присутствует в количестве 3-5% во время межледниковий МИС 9-3. В колонке KD12-03-10C вид *A. arcticum* определен в осадках выше 110 см, т.е. примерно со стадии МИС 5/6.

Выводы:

- Согласно комплексу полученных данных, возраст основания колонки KD12-03-10C оценивается, как не превышающий МИС 21, т.е., примерно в 850 т.л.н. Соответственно, средняя скорость седиментации для периода аккумуляции осадков колонки составляла 0.7 см/тыс. лет, что близко ранее полученным оценкам для данного региона (Polyak et al., 2009).
- Выделено 8 пиков содержания крупнозернистого материала ледово-айсбергового разноса (IRD), соответствующих МИС 16, МИС 12, МИС 10, МИС 8, МИС 5/6, МИС 5d, МИС 3/4 и МИС 1/2.
- Увеличение вверх по разрезу содержания карбонатов в составе IRD с максимумом в позднем неоплейстоцене свидетельствует о прогрессирующем росте поставок материала Лаврентийским щитом из Канадской Арктики, что, в свою очередь, предполагает нарастающее похолодание и усиление круговорота Бофорта.
- Основные пики численности микрофоссилий приурочены к межледниковьям стадий МИС 11, МИС 5a-c, МИС 1-3.

- Растворение карбонатных остатков, присутствие агглютинированных форминифер в период между стадиями МИС 12 и МИС 21 указывает на преобладание сезонного ледового покрова.

- Важным стратиграфическим репером является интервал первого явно выраженного неоплейстоценового межледниковья, соответствующий МИС 11. Высокая численность всех фоссилий, резкое доминирование субполярного симбионт-содержащего планктонного вида *Turborotalita egelida*, обилие шельфовых видов бентосных фораминифер, крайне низкое количество IRD свидетельствуют о сокращенном ледовом покрове, высокой биопродуктивности и значительном влиянии тихоокеанских вод.

- После МИС 11 наблюдается направленное похолодание, приведшее к развитию многолетнего ледового покрова, усиление контрастности климатических колебаний и характеристик водных масс, сокращение связи с Тихим и усиление связи с Атлантическим океаном.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 15-05-08497).

Список литературы:

Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendelev Ridge // Glob. Planet. Change, - 2009. vol. 68, - P. 18–29.

Backman J., Jakobsson M., Løvlie R. et al. Is the central Arctic Ocean a sediment starved basin? // Quat. Sci. Rev., - 2004. vol. 23, - P. 1435-1454.

Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F. et al. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // Paleoceanography, - 2008. vol. 23, - PAIS18.

Cronin T.M., Jemery L., Briggs Jr.W.M. et al. Quaternary sea-ice history in the Arctic Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy // Quat. Sci. Rev., - 2010. vol. 29, - P. 3415-3429.

Cronin T.M., Polyak L., Reed D. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendelev Ridge based on ostracodes // Quat. Sci. Rev., - 2013. Vol. 79, - P. 157-167.

Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L. et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // Mar. Micropal., - 2014. Vol. 111, - P. 118-133.

Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. Stockholm University, - PhD Thesis, 2011. - 32 p.

Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B. et al. Temperature and precipitation history of the Arctic // Quat. Sci. Rev., - 2010. Vol. 29, - P. 1679-1715.

Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature, - 2006. Vol. 44, - No. 1, - P. 601–605.

Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracode faunal assemblages // Mar. Micropal., - 2012. Vol. 88-89, - P. 65-76.

Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., - 2004. Vol. 203 - P. 73–93.

Polyak L., Bischof J., Ortiz J. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Glob. Planet. Change, - 2009. Vol. 68, - P. 5-17.

Polyak L., Alley R., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // Quat. Sci. Rev., - 2010. Vol. 29, - P. 1757–1778.

Polyak L., Best K.M., Crawford K.A. et al. Quaternary history of sea ice in the western Arctic based on foraminifera // Quat. Sci. Rev., - 2013. V. 79 - P. 145-156.

Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quat. Sci. Rev., - 2004. Vol. 23, - P. 1455–1483.

Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung, - 2010. Vol. 79, - No. 2, - P. 97-121.

БИО-АМИНОСТРАТИГРАФИЯ ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ: ВЗАИМОПРОВЕРКА МЕТОДОВ И УТОЧНЕНИЕ ХРОНОЛОГИИ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ

А.С. Тесаков¹, К. Пенкман К.², В.В. Титов³, П.Д. Фролов¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, tesak@ginras.ru, pavlenty987@mail.ru;

² Университет Йорка, Йорк, Великобритания, kirsty.penkman@york;

³ Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия, vvtitov@yandex.ru;

PLIO-PLEISTOCENE BIO-AMINOSTRATIGRAPHY OF THE SOUTHERN EUROPEAN RUSSIA: CROSS-CHECKING OF DATING TECHNIQUES AND REFINING OF THE CHRONOLOGY OF DEPOSITS AND EVENTS

A.S. Tesakov¹, K. Penkman², V.V. Titov³, P.D. Frolov¹

¹ Geological Institute RAS, Moscow, Russia

¹ York University, York, Great Britain

³ Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Изучение истории развития биоты и климата четвертичного периода важно для понимания становления современной био-климатической системы и прогноза ее развития в будущем (Величко, 1973, 1999). Для интервала геологического времени за пределами диапазона радиоуглеродного метода применимость методов абсолютной геохронометрии значительно затруднена. Поэтому для большей части квартера актуально применение методов относительного датирования – биостратиграфического, магнитостратиграфического и их комбинаций. Четвертичная осадочная летопись юга Европейской России включает отложения аллювиальной и субаэральной формаций, а также осадки морей Черноморского и Каспийского бассейнов. Континентальные отложения Приазовья, Нижнего Дона и Северного Кавказа в последние годы охарактеризованных многочисленными фаунами моллюсков и млекопитающих (Тесаков, 2004; Титов, 2008; Tesakov et al., 2007; Фролов, Куршаков, 2015 и др.). Интервал четвертичного периода подразделяется здесь на 14 дробных биохронов, основанных на стадиях эволюции млекопитающих (Pevzner et al., 2001; Тесаков, 2004). Среди современных методов относительной геохронометрии выделяется аминокислотный метод. Метод использует в качестве геохронометра процесс постмортального преобразования аминокислот в захороненных остатках живых организмов. В последние годы удалось преодолеть нестабильность результатов ранних версий метода. Было проведено изучение кальцитовых оперкулумов брюхоногих пресноводных моллюсков семейства Bithyniidae из последовательности морских, ледниковых и межледниковых отложений Восточной Англии – классического региона квартера Западной Европы. В результате была получена беспрецедентная точность датирования и воспроизводимость результатов (Penkman et al., 2011). Применение новой аминокислотной геохронометрии для четвертичной осадочной последовательности юга Европейской России стало естественным и важным этапом тестирования метода. Небольшое пилотное исследование (Penkman et al., 2015) показало необычайно высокую сходимость хронологии осадочных тел квартера Приазовья и Нижнего Дона, независимо оцененной на основании био- и аминостратиграфии.

Исследование поддержано проектом РФФИ № 15-05-03958.

Список литературы:

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. – М.: Наука, 1973. – 256 с.

Величко А. А. 1999. Общие особенности изменений ландшафтов и климата Северной Евразии в кайнозой // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Под ред. проф. А. А. Величко. М.: ГЕОС. С. 219-233.

Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) // Тр. ГИН РАН, – 2004. – Вып. 554. – С. 1-247.

Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону. – Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. – 262 с.

Фролов П.Д., Куршаков С.В. Ранненеоплейстоценовая пресноводная фауна северо-восточного Приазовья: таксономический и палеоэкологический анализ // Вестник Южного научного центра, – 2015. – Том 11. – № 4. – С. 43-54.

Penkman, K.E.H., Preece, R.C., Keen, D.H., Meijer, T., White, T.S. & Collins, M.J. A chronological framework for the British Quaternary based on calcitic Bithynia opercula // Nature 476, – P. 446-449.

Penkman K., Preece R., Parfitt S., Meijer T., Limondon-Lozouet N., Tesakov A. 2015. EQUATE – Building a European Quaternary Aminostratigraphic Timescale // 5th Annual meeting of the European Society for the study of Human Evolution. – P. 10–12.

September 2015. Proceedings of the European Society for the study of Human Evolution 4. London, United Kingdom. p. 175.

Pevzner M.A., Vangengeim E.A., Tesakov A.S., 2001. Quaternary zonal subdivision of Eastern Europe based on vole evolution // Bollet. Societa Paleontologica Italiana, – 2001. – Vol. 40 (2). – P. 269-274.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН ИЗ ЛЕССОВ, ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

С.Н. Тимирева

Институт географии РАН, Москва, Россия, e-mail: stimireva@mail.ru

THE MORPHOSCOPIC STUDIES OF SAND QUARTZ GRAINS FROM LOESS, BURIED SOIL AND UNDERLYING DEPOSITS IN THE EASTERN AZOV SEA REGION

S.N. Timireva

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Детальные комплексные исследования опорных разрезов Восточного Приазовья проводились совместно сотрудниками лаборатории эволюционной географии ИГ РАН, ИАЗ ЮНЦ РАН и ГИН РАН под руководством Андрея Алексеевича Величко. В данной статье представлены результаты исследований морфоскопии песчаных кварцевых зерен трех разрезов – Семибалки-1, Порт-Катон и Шабельское, расположенных вдоль южного побережья Таганрогского залива Азовского моря между городами Азов и Ейск.

В основании разрезов вскрыты субаквальные отложения (аллювиальные, принесенные Пра-Доном и лиманно-морские Азовского моря). Залегающая выше субаэральная толща представлена лессово-почвенной формацией плейстоцена. В ее строении выделяется пять главных макроциклов (включая современную эпоху – голоцен), в которых ледниковая эпоха представлена горизонтом лесса, а последовавшая межледниковая отразилась в почвенном комплексе (ПК), развитом на данном лессе. В разрезах выделены и охарактеризованы четыре погребенных почвенных комплекса (Рысков и др., 2009; Величко и др., 2010), которые были сопоставлены с общей системой почвенных комплексов сводной схемы для Восточно-Европейской равнины (Величко и др., 2015), в соответствие с которой эти комплексы в данных разрезах и их основные фазы отвечают следующим межледниковьям (МЛ): ПК1 – мезинский (Mz) – микулинскому МЛ; ПК2 – каменский (Km) – каменскому МЛ; ПК3 – инжавинский (In) – лихвинскому МЛ; ПК4 – воронский (Vr) – мучкапскому МЛ. Почвенные комплексы разделены лессовыми горизонтами, сформировавшимися в ледниковые эпохи плейстоцена.

Результаты исследований характера поверхности песчаных кварцевых зерен из разрезов ключевых участков Семибалки-1, Порт-Катон и Шабельское содержат важную информацию, необходимую для реконструкции динамики среды и процессов осадконакопления на протяжении ледниковых эпох плейстоцена, которым в перигляциальных условиях аридных районов юга Восточно-Европейской равнины отвечали основные этапы аккумуляции субаэральной толщи. Изучение морфоскопии кварцевых зерен

из межледниковых почвенных профилей позволяет оценить роль химических процессов, принимавших участие в их формировании.

Изучение формы и поверхности кварцевых зерен проводилось по методике, разработанной в ИГ РАН (Velichko, Timireva, 1995).

Коэффициент окатанности песчаных зерен рассчитывалась по формуле:

$$Q = \frac{0 \times n_0 + 1 \times n_1 + 2 \times n_2 + 3 \times n_3 + n_4}{n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4} \times 25\%$$

где - n_0 ; n_1 ; n_2 ; n_3 ; n_4 – число зерен, относящихся к классам окатанности от совершенно неокатанных (нулевого класса) до идеально окатанных (четвертого класса). Степень матовости зерен вычислялась по формуле:

$$Cm = \frac{0 \times \Gamma + 0,25 \times ЧМ + 0,5 \times ПМ + 1 \times М}{\Gamma + ЧМ + ПМ + М} \times 100\%$$

где - Γ – количество зерен с глянцевой поверхностью, ЧМ – с четвертьматовой, ПМ – с полуматовой, М – с матовой.

Песчаные кварцевые зерна из отложений, подстилающих субаэральную толщу в разрезах Семибалки-1 и Шабельское, по характеру поверхности относятся к группе, прошедшей обработку в водной среде, причем в разрезе Семибалки-1 водная обработка особенно ярко выражена. Здесь отмечены наименьшие показатели матовости зерен, которые составляют не более 7%. Чуть выше эти значения в разрезе Шабельское. Для зерен из этих отложений характерна высокая степень окатанности (преобладают зерна идеально или хорошо окатанные), что в сочетании с незначительной матовостью свидетельствует об активной обработке в водной среде. Поверхность зерен – преимущественно глянцевая, гладкая, на ней видны небольшие v-образные тонкие бороздки. Такой тип поверхности мог сформироваться при активном и продолжительном водном переносе. Судя по указанным характеристикам тираспольского аллювия, в пределах территории, на которой расположен разрез Семибалки-1, по всей вероятности, существовало русло палео-Дона.

Песчаные зерна из подстилающих субаэральную толщу аллювиально-лиманных отложений в разрезе Шабельское, несколько отличаются от описанных выше. В Шабельском значения матовости выше, т.е. водные условия чередовались с наземными. Несколько ниже и окатанность зерен. Но в целом эти отложения из двух разрезов несут следы преимущественно водной обстановки, причем именно обработки в направленном водном потоке с высокой активностью.

С переходом к вышележащему воронскому ПК резко увеличивается степень матовости песчаных зерен и уменьшается коэффициент окатанности. Отмечается преобладание зерен хорошо и средне окатанных, т.е. песчаные зерна приобретают иной облик. Гладкая, глянцевая поверхность зерен, наблюдавшаяся в подстилающих отложениях, сменяется на средне-ямчатую с серповидными бороздками и вогнутыми элементами поверхности. Появление таких текстур на поверхности зерен большинство исследователей связывает с достаточно теплыми и влажными условиями. Но на многих зернах отчетливо прослеживаются унаследованные черты, присущие водной обработке, которые в процессе педогенеза претерпели некоторые изменения. По всей вероятности, материал из этого уровня сформировался при участии подстилающих отложений под воздействием воздушных потоков, о чем свидетельствует резкое возрастание матовости песчаных зерен и увеличение содержания крупной фракции в этом горизонте. Затем в процессе почвообразования песчаные зерна видоизменялись и приобретали черты, свойственные зернам из почвенных горизонтов.

В вышележащем, инжавинском ПК отмечается дальнейшее повышение степени матовости зерен: зерна распределены, в основном, между II и III классами окатанности (при пике зерен II класса). В этом горизонте выделяется 2 группы зерен: со следами водной обработки (глянцевые, хорошо окатанные) и эоловой обработки (матовые с микроямчатой поверхностью), которая, видимо, была не столь активной и продолжительной. Следует отметить ведущую роль процессов химического выветривания при формировании этого ПК,

о котором свидетельствуют блюдцеобразные углубления и серповидные борозды на поверхности кварцевых песчаных зерен.

В лессовом горизонте, разделяющем инжавинский и каменский ПК, отмечается некоторое увеличение группы зерен с идеально окатанной, полностью матовой микроямчатой поверхностью. В отличие от нижележащего ПК, зерна в основном хорошо окатанные (III класса). По всей вероятности песчаные зерна более активно вовлекались в воздушный поток, о чем свидетельствует некоторое увеличение степени матовости. Поверхность зерен, в основном, ямчатая, унаследованная от предшествующих эпох, но подвергшаяся некоторым изменениям. Так, унаследованные ямки среднего размера в процессе обработки «затерлись», края их стали сглаженными. Хотя в образцах отмечены и свежие раковистые образования, связанные с процессами морозного выветривания. Следовательно, в формировании этой толщи участвовали в первую очередь процессы эолового переноса, но также и морозного выветривания. Кроме того, в этом горизонте присутствует небольшая группа зерен со следами водной обработки, присутствие которой объясняется процессами переотложения.

В образцах из каменского ПК отмечены зерна 4-х классов окатанности, при пике зерен III класса. Преобладающий тип поверхности – бугристо-ямчатый, встречаются зерна с чешуйчатой поверхностью и серповидными бороздками, что свидетельствует о достаточно активных химических процессах. Процессы переотложения также играли некоторую роль, так в горизонте каменского ПК встречены зерна с хорошо выраженной водной обработкой.

В лессовом горизонте, разделяющем мезинский и каменский ПК, зерна распределяются, в основном, между двумя классами окатанности – II и III, есть небольшая группа зерен IV класса. Отмечается некоторое увеличение количества зерен с матовой и полуматовой поверхностью, что свидетельствует об усилении эоловой деятельности. Но основная роль принадлежала процессам переотложения с участием эоловых и мерзлотных процессов.

В мезинском ПК зерна, так же как и в нижележащем горизонте, относятся в основном к II и III классам окатанности. Значения окатанности составляет 65-70%. Преобладают зерна с глянцево- и четвертьматовой бугристо-ямчатой поверхностью. Отмечаются зерна с небольшими серповидными бороздками, образование которых связано с химическими процессами, протекавшими при формировании почвы. Раковистые сколы встречаются редко. Кроме того, в отложениях мезинского ПК отмечаются переотложенные зерна со следами водной обработки, которые впоследствии были переработаны эоловыми процессами. Слабой эоловой обработкой затронуты лишь выпуклые участки зерен. Значения степени матовости песчаных зерен невысоки и составляют от 18 до 30%. Наиболее высокое значение степени матовости на этом уровне – в разрезе Семибалки-1.

Морфоскопические исследования песчаных зерен из валдайского лесса позволяют сделать вывод о некоторой активизации эоловых процессов, о чем свидетельствует присутствие в образцах зерен округлой формы с матовой или полуматовой микроямчатой поверхностью, которой затронуты не только выпуклые участки зерен, но и углубления. Зерна хорошо окатаны, коэффициент окатанности составляет ~70-75%, а степень матовости колеблется от 20 до 35%. Зерна, в основном, III класса окатанности, представительна также группа зерен IV класса. В лессовом горизонте содержатся и переотложенные зерна из аллювиально-лиманной толщи, которые также были затронуты эоловыми процессами. Активное участие при формировании этой толщи играли криогенные процессы, в результате которых появились угловатые зерна со свежими раковистыми сколами. Наиболее активно процессы морозного выветривания проявились в верхней части лессовой толщи, в которой увеличивается количество зерен с описанными выше криогенными текстурами.

По данным морфоскопии можно наблюдать изменения в характере осадконакопления снизу вверх по разрезам. При формировании нижней части толщи (песчаные отложения тираспольского возраста) основными агентами были водные. При формировании вышележащих толщ наиболее активны эоловые процессы и процессы химического

выветривания. На заключительном этапе, при формировании верхней части субаэральной толщи, ведущими были эоловые и криогенные процессы. Выявлена роль местных источников седиментации. К ним относятся пески из лиманных и аллювиальных отложений, подстилающих лессово-почвенную толщу, в которых песчаные зерна имели водную обработку, а затем вовлекались в субаэральную седиментацию под воздействием эоловых процессов.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют об усилении суровости и континентальности климата, а также о существенной активизации криогенных процессов от более ранних к более поздним ледниковым эпохам.

Исследования выполнены по плану фундаментальных исследований в рамках Проблемы П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозой. История четвертичного периода».

Список литературы:

Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Морозова Т.Д., Тимирева С.Н., Олейник С.А. Соотношение педогенных карбонатов в погребенных почвах и лессах с содержанием CO₂ в ледниковых кернах Антарктиды // ДАН. – 2009. – Т. 427, № 2. – С. 253-256.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М. Основные подходы к хроностратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации восточного Приазовья // Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. – Ростов на Дону, Изд-во ЮНЦ РАН. – 2010. – С. 52-64.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация Глава 10 // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС. – 2015. – С. 321 – 337.

Velichko A., Timireva S. Morphoscopy and morphometry of quartz grains from loess and buried soil layers // GeoJournal. – 1995. – 36.2/3. – P. 143-149.

**ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭКОСИСТЕМ КОНЦА
ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА - РАННЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА С УЧЕТОМ ДАННЫХ
ПО ПАЛЕОНТОЛОГИИ И ПАЛЕОПЕДОЛОГИИ
(НА ОСНОВЕ РАЗРЕЗОВ СВ ПРИАЗОВЬЯ)**

В.В. Титов¹, А.С. Тесаков², П.Д. Фролов², С.В. Куршаков¹

¹Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону

²Геологический институт РАН, Москва

**PALEOECOLOGICAL RECONSTRUCTIONS OF TERMINAL EOPLEISTOCENE –
EARLY NEOPLEISTOCENE ECOSYSTEMS BASED ON THE DATA
OF PALEONTOLOGY AND PALEOPEDOLOGY
(SECTIONS IN THE NORTHEAST AZOV REGION)**

V.V. Titov¹, A.S. Tesakov², P.D. Frolov², S.V. Kurshakov¹

¹Institute of arid zones SS RAS, Southern Scientific Centre RAS, Rostov-on-Don

²Geological institute RAS, Moscow

Разрезы четвертичных отложений, вскрывающиеся в береговых обрывах Азовского моря и Нижнего Дона, несут в себе довольно подробную информацию о палеоэкологических и палеогеографических остановках. Сочетание субаэральных и водных отложений, сформировавшихся во внеледниковых областях юга Русской равнины, позволяет оценить параметры как наземной, так и пресноводной экосистем на протяжении с раннего плейстоцена до голоцена. Этот район давно привлекает внимание разнообразных исследователей четвертичного периода. На основании палеонтологических материалов из

Приазовья было выделено несколько фаунистических комплексов плейстоцена (Громов, 1948; Александрова, 1976; Рековец, 1994; Константинова, Markova, 2007 и др.). Много внимания уделяется изучению лёссово-почвенной последовательности (Лебедева, 1972; Разрез новейших отложений ..., 1976; Величко и др., 1984).

В последнее время активно используется комплексный подход к изучению древних отложений, поскольку именно таким образом можно получить максимально возможное количество информации о том или ином этапе развития биотических сообществ. Детальная корреляция палеонтологических данных со стратиграфией разреза и особенностями вмещающей породы позволяют детализировать их геологический возраст и выделять более дробные этапы развития региональных экосистем. На протяжении ряда лет авторами данной работы активно изучаются разрезы Приазовья. Появились результаты, значительно расширяющие представления об эоплейстоценовых и раннеэоплейстоценовых биоценозах. Наиболее представительные фауны, обнаруживаемые в регионе, связаны с теплыми климатическими периодами. Это позволяет сопоставить их с детальными данными по почвообразованию в эти периоды, полученными в последние годы сотрудниками ИГ РАН под руководством А.А. Величко.

Наиболее древние этапы, охарактеризованные ископаемыми почвами в Приазовье, относятся к концу эоплейстоцена и началу неоплейстоцена. Одна из них - *балашовская палеопочва*, датируемая самым концом палеомагнитной эпохи Матуяма (над эпизодом Харамильо) вскрывается в разрезе Мелекино (Украина) на северном побережье Таганрогского залива. Характеристики позволяют интерпретировать её как субтропическую почву, близкую к красноземам, формирующимся при зимних температурах около +12...+15°C и атмосферных осадках 620–670 мм/год (Величко и др., 2012). Из ископаемых кротовин почвы происходят остатки слепыша *Spalax minor*, *Lagurodon arankaе*, *Allophaiomys* sp., *Miomys pusillus*. Близкая по уровню ассоциация грызунов происходит из кротовин, приуроченных к нижней гидроморфной почве разреза Порт-Катон на южном побережье Таганрогского залива. Полученная ассоциация включает *Prolagurus* ex gr. *pannonicus-posterius*, Microtini gen., *Spermophilus (Urocitellus)* sp. Эволюционная стадия пеструшки *Prolagurus*, переходная от *P. pannonicus* таманского фаунистического комплекса к *Lagurus posterius* ранней фазы тираспольского комплекса, иногда выделяется в отдельный видовой таксон – *Lagurus transylvanicus*. Эта форма характерна для так называемых петропавловских фаун, относимых разными исследователями к таманскому или уже тираспольскому комплексам. Из этих же отложений (глинистые слоистые пески и гидроморфные почвы) получен остаток полевки *Microtus* ex gr. *hintoni* (примитивный морфотип), также четко указывающий на переход между таманским и тираспольским комплексами (Величко и др., 2009). Географически и геохронологически близкая фауна происходит из местонахождения Маргаритово 2, где уже из аллювиальных полимиктовых песков собраны остатки фауны с преобладанием древней стадной полевки *Microtus (Stenocranius) hintoni* и мелкой прогрессивной пеструшки *Prolagurus pannonicus transylvanicus* (Tesakov et al., 2007). Стратиграфическая позиция и стадия эволюции полевки *Microtus (Stenocranius)* указывает на то, что возраст фауны соответствует интервалу обратной полярности между субхроном Харамильо и инверсией Матуяма-Брюнес. В региональной биозональной схеме эта фауна соответствует первой половине зоны MQR7 (VIII Всероссийское..., 2013). В общем, фауна грызунов этого периода указывает на распространение лесостепных ландшафтов с обширными остепненными участками. Ихтиофауна данного местонахождения представлена лещом *Abramis* sp., плотвой *Rutilus* sp., красноперкой *Scardinius erythrophthalmus*, сомом *Silurus glanis* и щукой *Esox lucius*, указывает на проточный пресноводный водоём.

В интервале палеомагнитной эпохи Брюнес самым ранним является *ржаксинский почвенный комплекс*, который также интерпретируется как ферраллитная субтропическая почва (Величко и др., 2012). На данный момент этот горизонт в Северо-Восточном Приазовье фаунистически не охарактеризован. А.К. Маркова (Markova, 2007) приводит в

качестве вероятных ассоциаций этого времени фауны из местонахождений Шамин (бассейн Нижнего Дона) и Литвин (Таманский п-ов). Эти фауны, которые А.К.Маркова относит к начальной стадии тираспольского фаунистического комплекса, включают остатки следующих грызунов *Mimomys savini*, *Allophaiomys pliocaenicus nutiensis*, *Prolagurus pannonicus*, *Eolagurus simplicidens gromovi*, *Microtus (Stenocranius) hintoni* и *Microtus (Mictotus) arvalinus*. Данная ассоциация указывает на расширение остепнённых участков.

Вероятно, с первой половиной раннего неоплейстоцена и тираспольского фаунистического комплекса коррелируются древние аллювиальные отложения свиты «пальудиновых песков» западной части Манычского пролива, соединявшего Бакинский и Чаудинский бассейны Понто-Каспия, которые вскрываются в многочисленных разрезах Приазовья (Кагальник, Зелёный, Семибалки 2, Платово, Герасимовка, Таганрог и др.). Комплекс рыб из вмещающих кварцевых косослоистых песков свидетельствует о крупном проточном, относительно пресноводном водоеме с различными экологическими условиями. Остатки линия *Tinca tinca* и группы лимнофильных моллюсков свидетельствуют о наличии спокойных участков с заиленным дном (заводи или старицы) и зарослями водной и околородной растительности. Условия с более быстрым течением и каменистым или песчаным дном реконструируются на основании присутствия костей рыб *Gobio* sp., cf. *Chondrostoma* sp., *Leuciscus* sp., а также раковин моллюсков родов *Unio* и *Crassunio*. О характеристиках прибрежных биотопов говорят находки амфибиотического вида моллюска *Lymnea (Peregrina) peregra*, который обычно селится во временных водоемах, а также встречается по топким берегам рек. Присутствие наземных моллюсков рода *Vallonia* указывает на наличие по берегам увлажненных стадий, где они занимают нишу среди травы, мха и под корой упавших деревьев. Встречаются как в смешанных лесах, так и в кустарниках на лугах и остепненных участках (Фролов, Куршаков, 2015). Это соотносится с палинологическими данными из местонахождения Платово, указывающими на произрастание по берегам смешанных лесов, а также на наличие остепненных участков на водоразделе (Разрез новейших отложений ..., 1976). Из этих же слоёв происходит ассоциация грызунов, включающая примитивных *Lagurus transiens*, *Stenocranius gregaloides*, а также *Microtus nivaloides*. Эти массовые формы являются индикаторами степных ландшафтов. Среди других форм открытых биотопов – желтая пеструшка *Eolagurus argyropuloi*, суслик *Spermophilus* sp., первые сурки, тушканчики *Pygeretmus*. Более редкие мезофильные элементы фауны грызунов включают полевок *Clethrionomys*, *Microtus oeconomus* и *M. savini*. Эта фауна также относится к тираспольскому фаунистическому комплексу, возможно, к его ранней фазе и региональной зоне MQR6-5 (Tesakov et al., 2007).

Следующая палеопочва, отделённая от нижележащих довольно мощной толщей донского лёсса (до 9 м), встречается в большинстве изученных разрезов СВ Приазовья (Семибалки-Іп, Шабельское, Порт-Катон-2п, Мелекино). Этот горизонт *воронского педокомплекса*, коррелируется с главным оптимумом мучкапского межледниковья и морской изотопно-кислородной стадией MIS 15. (ранний–средний тирасполь). Её свойства свидетельствуют о принадлежности к группе субтропических почв саванн. Такие экосистемы существовали в климатических условиях, где январские температуры были близки к +12...+14°C, июльские температуры +24...+25°C, годовая сумма осадков составляла около 550–650 мм (Величко и др., 2012). Фауна грызунов, полученная из кротовин этого горизонта, включает пищуху *Ochotona* sp., суслика *Spermophilus* sp., тушканчика *Pygeretmus* sp., слепыша *Spalax* sp., слепушонку *Ellobius (Ellobius)* sp., степную пеструшку *Lagurus transiens*, желтую пеструшку *Eolagurus* sp., полевок *Microtus* cf. *arvalidens*, *Microtus gregaloides*, *Microtus* ex gr. *arvalis* (Величко и др., 2009). Данная ассоциация указывает на широкое распространение остепненных участков.

Вероятно, с этим уровнем можно коррелировать пресноводные отложения местонахождения Порт-Катон 4 (южный берег Таганрогского залива), откуда происходят многочисленные находки *Microtus arvalidens* и прогрессивных *Lagurus transiens*. Эволюционный уровень этих форм позволяет сопоставить данную ассоциацию с поздней

фазой развития тираспольского териокомплекса и скоррелировать с типовым местонахождением этого комплекса Колкотова Балка (Тирасполь), с мучкапским горизонтом восточно-европейской стратиграфической шкалы и региональной зоной по грызунам MQR5 (Tesakov et al., 2007). Глинистые пески этого костеносного горизонта содержат раковины современных бореальных видов стагнофильных пресноводных моллюсков (*Lymnaea*, *Planorbarius*). Для малакофауны характерно отсутствие каких-либо термофильных элементов. Интересна находка вымершего брюхоногого моллюска *Parafossorulus* cf. *crassitesta*, являющаяся одной из самых молодых в Восточной Европе (Фролов, 2013).

О характеристиках ландшафтов ранней фазы раннего неоплейстоцена свидетельствует и ассоциация крупных млекопитающих тираспольского териокомплекса, основная фаза существования которого, сопоставляется с мучкапским межледниковьем. Серия холодных эпох, произошедших в конце эоплейстоцена и начале неоплейстоцена, а также общая тенденция к аридизации привели к резкому сокращению или вымиранию ряда наиболее теплолюбивых форм животных в области субтропических и умеренных зон. Ранненеоплейстоценовая тираспольская териофауна в значительной степени отличается от предшествующей теплолюбивой таманской фауны. Родовой состав ассоциации млекопитающих изменился примерно на 45 %. Появляется довольно много новых родов (~30 %): *Lagurus*, *Stenocranius*, *Microtus*, *Terricola*, *Mammuthus*, *Palaeoloxodon*, *Camelus*, *Praemegaceros*, *Praedama*, *Alces*. Исчезают *Lagurodon*, *Prolagus*, *Allophaiomys*, *Archidiskodon*, *Paracamelus*, *Eucladoceros*, *Cervalces* (*Libralces*), *Homotherium*, *Pachycrocuta*. Значительно преобразуется состав антилоп. Этот этап стал переломным в преобразовании фаунистической ассоциации в современный тип в ходе расширения степных ландшафтов. Стало характерным преобладание степных участков над лесостепными. Данная фауна считается относительно холодоустойчивой, поскольку состоит преимущественно из потомков тех животных, которые смогли пережить эпохи предшествующих похолоданий (морозовского, покровского, донского) (Титов и др., 2014). Применение метода ценограмм для анализа экологических особенностей тираспольского териокомплекса на основе анализа относительной массы тела млекопитающих указывает на преобладание семигумидных открытых ландшафтов на территории юга Восточной Европы. На долю обитателей открытых ландшафтов в этом сообществе приходится около 41 % видов, предпочитающих лесостепные условия – 18 %, жителей прибрежных лесов ~ 10 %, и 31 % околотовных. Многочисленность крупных форм растительноядных, таких как *Mammuthus trogontherii*, *Palaeoloxodon antiquus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Cervalces latifrons*, *Bison schoetensacki* и др. свидетельствует о довольно значительной продуктивности населяемых ими экосистем.

Таким образом, использование данных ряда палеонтологических наук и комплекса палеопедологических методов даёт возможность довольно подробно реконструировать не только общий вид ландшафтов, но и их отдельных компонентов. Их совместное использование дополняет результаты друг друга и позволяет осуществлять контроль полученных результатов. Добавление микропалеонтологических данных может ещё в большей степени детализировать характеристики окружающей среды на разных этапах геологической истории региона.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №16-17-10170 и РФФИ №№ 15-04-02079 а, 15-05-03958 а.

Список литературы:

VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Путеводитель полевых экскурсий (г. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.). – Ростов н/Д, Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. – 48 с.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 98 с.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Доклады Академии наук, – 2009. – том 428, – № 6. – С. 815–819.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М. Основные подходы к хроностратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации восточного Приазовья // Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. – Ростов на Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, – 2010. – С. 52-64.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Проблемы геологической корреляции лессов и ископаемых почв Восточной Европы // Известия Академии наук СССР, Сер. географич. – 1984. – № 6. – С. 5-18.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады академии наук, – 2012. – том 445, – № 4. – С. 464–467.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (Млекопитающие, палеолит) // Тр. ин-та геол. наук., Геол. серия. – 1948. – Вып. 64. – № 17. – 520 с.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. – 1972. – Вып. 215. – 106 с.

Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья / Агаджанян А.К., Байгушева В.С., Мотузко А.Н. и др. – М., Изд-во МГУ. – 1976. – 158 с.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. – Киев, Наукова думка, – 1994. – 371 с.

Титов В.В., Тесаков А.С., Байгушева В.С., Сыромятникова Е.В. Динамика биоразнообразия наземных животных юга Восточной Европы в плейстоцене / Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. 60 сессия палеонтологического общества. – С.-Петербург, Изд-во «ВСЕГЕИ», – 2014. – С. 180-181.

Фролов П.Д. Стратиграфическое, палеоэкологическое и палеоклиматическое значение пресноводных и солоноватоводных моллюсков плейстоцена юга Восточной Европы. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. – Москва, – 2013. – 25 с.

Фролов П.Д., Куршаков С.В. Раннелепестовоценовая пресноводная фауна Северо-Восточного Приазовья: таксономический и палеоэкологический анализ // Вестник ЮНЦ, – 2015. – том 11. – № 4. – С. 43–54.

Markova A.K. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International, – 2007. – № 160. – С. 100–111.

БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СТАРТА АНТРОПОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

А.А. Тишков

Институт географии РАН, Москва, Россия, tishkov@biodst.ru

BIOGEOGRAPHIC CRITERIA FOR THE START OF THE ANTHROPOCENE IN NORTHERN EURASIA

A.A. Tishkov

Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia

Вслед за Паулем Крутценом и Юджином Стормером (Krutzer, Stormer, 2011) и в соответствии с принятыми в исторической биогеографии и эволюционной географии критериями, обосновывается критерий выделения для Северной Евразии новой геологической эпохи – “*антропоцена*”, в которой антропогенное влияние на биоту Земли достигло уровня, когда выявляемые тренды ее изменений становятся необратимыми (Тишков, 2015). Биогеография антропоцена в данном контексте рассматривается как география актуального биоразнообразия, в которой выявляются многочисленные, часто необратимые тренды (Тишков, 2012; Schickhoff, 2014), в т.ч.: вымирание видов растений и животных, антропогенная трансформация природного ландшафта, повсеместное формирование новых местообитаний и антропогенных модификаций экосистем с

редуцированным составом аборигенной биоты, инвазии чужеродных видов, филогенетические перестройки сукцессионных систем. По нашему мнению, *старт антропоцена* приходится на начало н.э. с временным континуумом в разных регионах Северной Евразии в несколько веков, например, на Русской равнине - с окончанием энеолита и началом железного века, когда происходила череда исторически значимых и зафиксированных климатических событий: “Римский оптимум” (II–III вв. н. э.), холодная эпоха Великого переселения народов (V–VI вв.) и средневековый климатический оптимум (X–XII вв.). Авторы самого термина “антропоцен” – Пауль Крутцен и Юджин Стормер (Krutzer, Stormer, 2011) – основной упор делали и делают на *масштабную деятельность человека* в последние столетия, в основном после промышленной революции. Однако *и в плейстоцене, и в голоцене она, за счет переложной системы хозяйствования, широкого использования огня и избирательной охоты, существенно преобразовала планету*, изменив ее физические, химические и биологические характеристики (например, альбедо поверхности, гидрохимию водоемов, размеры и структуру морских мелководий, интенсивность накопления озерных отложений – сапропеля, и наконец, состав, структуру и численность разных групп биоты). Через эти первичные изменения менялся климат, гидрология суши, условия для миграций организмов, их продукционная и биогеохимическая активность, шло массовое вымирание животных, формировались антропогенные субклимаксы растительного и почвенного покрова.

Многие тысячелетия роль человека в отдельных регионах Земли сопоставима с геологической деятельностью по масштабам проявления, интенсивности действия и необратимости последствий. Но именно в последние тысячелетия наиболее остро проявилась важная черта “геологической работы” человека – *сопоставимые по пространственно-временным масштабам с геологическими преобразованиями среды и необратимость ее антропогенных изменений*. Выделяя среди характерных черт протекания последних геологических эпох такое явление, как *сближение характерных времен событий и явлений* (оледенений и межледниковий, морских трансгрессий и регрессий, циклов изменения химизма атмосферы, потеплений и похолоданий, аридизации и гумидизации климата, интенсивности седиментации и физико-географических процессов на полярных окраинах), можно определить, что следующая эпоха должна преемственно еще больше отражать “сжатие” временных интервалов необратимых изменений. При этом человечество по-прежнему не в силах масштабно менять ход внешних по отношению к ландшафту естественных процессов на Земле, определяемых в первую очередь космическими факторами, но оно *меняет их ритмику и расширяет диапазон (амплитуду) изменений*. Следствием этого и стало формирование *условий для начала новой геологической эпохи*:

- установление в пределах последних тысячелетий и столетий для разных компонентов окружающей среды и разных явлений *устойчивых трендов*, по совокупности которых можно определить и *временной континуум старта антропоцена*;

- *необратимость изменений* окружающей среды и ее отдельных элементов (химизма атмосферы и гидросферы, трансформации поверхности Земли и условий биогеохимической работы организмов, вымирание видов животных и растений и др.);

- *формирование свойств неореликтовости и рефугиальности* для экосистем, растительности и биоты в целом, которые сформировались в отличных от современных условиях среды, а в настоящее время не успевают адаптироваться к ее новым состояниям, становятся реликтами прошлых эпох и не занимают потенциально возможный ареал на Земле;

- возникновение *эффекта “сжатия пространства”*, когда исходное природное состояние (рельефа, почв, растительности, животного населения) характерно для сравнительно небольших по площади, часто не репрезентативных территорий, а все остальное пространство как раз и иллюстрирует проявление антропоцена (ландшафты Западной Европы, степи Европейской России, саванны Африки, где близкое к естественному состояние природы сохраняется в основном на заповедных территориях);

– даже после прекращения воздействия человека на определенных территориях (и акваториях) восстановление их исходных параметров не происходит; наблюдаются *конвергентные с исходными, менее устойчивые новые состояния*, которые в совокупности и определяют картину новой эпохи: для атмосферы – новые химические константы состава, для рек – новый режим стока и возможности для самоочищения воды, для рельефа – новые формы, характер и интенсивность эрозионных процессов и формообразования, для озер – иной режим трофности и накопления сапропеля, для биоты – новые сукцессионные системы, которые включают не только аборигенные, но и инвазийные виды (Тишков и др., 1995);

– необратимые *антропогенные элементы структуры и динамики современных ландшафтов*, в т.ч. квазиприродных (например, при детальном анализе многоспектральных космических снимков лесной зоны Европейской России выявляется наследуемая аграрная фрагментация современного ландшафта, элементы которого составляют около 2 га (Белонская и др., 2014).

Доминирование по площади антропогенных модификаций экосистем (морских и сухопутных) и их включение в филоценогенетическую систему (в эволюционные преобразования экосистем) – важная отличительная черта антропоцена. До его старта среди глобальных факторов филоценогенеза, связанных с человеком, действовали только огонь и избирательная охота на крупных млекопитающих. Эти факторы вписывались в формулу “человек – часть природы”, а их воздействие сопровождалось самовосстановлением биоты. Правда, и в том, и в другом случае, эволюционный отбор под контролем первобытного человека шел нарастающим темпом, влияя, например, в случае с охотничьей фауной, на наследуемый экстерьер животных и на предрасположенность к одомашниванию, а в случае возрастающего действия огня – на формирование и распространение целого комплекса пирогенных вторичных фитоценозов – сосняки, маквис, гаррига, чапараль, саванны, степи, прерии, вельды и пр. (Тишков, 1998, 2003, 2012).

Анализ палеоклиматической, палеогеографической и палеоэкологической информации показывает, что рубежность в динамике развития (естественной цикличности и трендах) природы Северной Евразии наступила во второй половине голоцена, после завершения атлантического оптимума и формирования границ природных зон, близких к современным (около 5 000 л. н.). В этот период *очаговые антропогенные трансформации* растительности в результате выжигания и рубки лесов, переложной системы распахки и пастьбы, регулирования стока рек, развития водной и ветровой эрозии стали *приобретать фронтальный характер* на материках, меняя дигрессивно-демутационные ряды сукцессий по составу участвующих в них видов растений и животных и по скорости восстановления. Остановимся на некоторых выявляемых трендах изменений биоты и их соотношении с временным континуумом старта антропоцена Северной Евразии:

1. Именно в рассматриваемый отрезок истории цивилизаций определился *синергетический эффект, возникший при фронтальном (а не только ленточно-очаговом) расселении – единовременного хозяйственного освоения новых территорий* и сопутствующих им глубоких климатических изменений. Применительно к центральным областям Европейской России и относительно аграрного хозяйства т.н. “железного века” об этом пишет Н.А. Кренке (2015), а для северо-западных областей многие другие авторы (Седов, 2000; Anthony David, Brown Dorcas, 2000 и др.).

В это время границы Ойкумены античного мира максимально расширились, а в спорово-пыльцевых спектрах отложений *климатогенные циклы обилия тех или иных групп растений сменились их устойчивыми антропогенными трендами*, заметным стал спектр пыльцы вторичной древесной и травяной растительности, культивируемых злаков и сорняков. Например, для регионов “нового освоения” европейскими народами в подзоне хвойно-широколиственных лесов Валдайской возвышенности на рубеже 1900 л. н. в торфяных отложениях отмечено резкое сокращение обилия пыльцы ели и широколиственных пород и тренд доминирования пыльцы сосны с одновременным ростом обилия пыльцы злаков (Климанов и др., 2010).

2. В отношении фауны Северной Евразии также можно выделить как минимум 3 биогеографически значимых тренда антропоцена – (1) завершение процесса вымирания “плейстоценовой фауны” – овцебыка, тура, дикой лошади, бизонов и др. (Флеров, 1955), (2) сравнительно быстрое расселение на ранее облесенных территориях млекопитающих открытых пространств (например, в пределах лесной зоны Русской равнины – волка, лисицы, черного хоря, ежа обыкновенного, крота европейского, водяной полевки, полевой мыши, обыкновенной полевки и др.), а также гемисинантропов и синантропов (домовой мыши, серой крысы и др.), (3) синергизм воздействия человека и изменений климата, выразившийся в необратимых или долгообратимых для осваиваемых ландшафтов изменениях (обезлесивание, фрагментация за счет аграрного освоения, истощение и смыв почв, выполаживание рельефа, трансформация стока рек, изменение дренажа территорий, заиливание и зарастание малых рек и озер, закрепление пасквальных и пирогенных субклимаксов растительности). Они вызвали необратимые перестройки локальных фаун – обеднение аборигенного состава, появление адвентивного и синантропного комплекса. Н.К. Верещагин (2002) последний ключевой в истории фауны Земли период нашей эры называл “техноцен”, и отмечал, что наиболее интенсивно (с трендом) процесс вымирания млекопитающих и птиц проявился в последние 500 лет.

3. Если принять во внимание возможности расселения первобытного человека по водным путям – по рекам и прибрежным мелководьям озера и моря, а также пешими сезонными переходами со сменой истощающихся угодий, то само расселение не давало долго *эффекта фронтального освоения суши*. Это оказалось возможным только после *одомашнивания лошади*. Утверждаем, что *индикатор начала антропоцена – повсеместность использования лошади как объекта мясного и молочного животноводства, транспортного, гужевого, тяглового, охотничьего и военного средства*. Она позволила, например, степным индоевропейским народам сравнительно быстро заселить и значительно преобразовать в требуемом направлении (лесо-поле-луговой, лесо-луговой и лесостепной ландшафт) огромные пространства Северной Евразии – от Тихого океана до Атлантического. Совокупно с другими народами, использующими для этих же целей северного оленя, верблюда, яка и др. в антропогенное преобразование были включены обширные области распространения многолетней мерзлоты, субаридные и аридные земли, и горные территории. Конкурентные преимущества народов, имеющих в своем хозяйстве такое полифункциональное средство для жизни, как лошадь, очевидны. К тому же домашняя лошадь выступила и мощным конкурентом крупным травоядным млекопитающим, ускорив вымирание некоторых из них на просторах Евразии.

4. Глубоким необратимым эффектом влияния на *биогеографические рубежи* Северной Евразии и статус отдельных биотических регионов в этот период стала первая после оптимума голоцена антропогенная *трансформация границ природных зон*, расширение областей распространения вторичной растительности (мелколиственных лесов, сосняков, суходольных лугов, сбитых перевыпасом степных пастбищ, трансформированных пойменных лесо-луговых комплексов). Это достаточно ярко проявляется при анализе спорово-пыльцевых спектров голоценовых торфов в разных регионах, показывает близость времени активной трансформации природной растительности и наличие определенного лага в воздействии человека на растительный покров и в его реакции на это воздействие. Так, сложившийся к началу нашего времени на больших пространствах нового освоения Северной Евразии (периферия Ойкумены) переложный способ использования земель не позволял растительности восстановиться до исходного (климаксного) состояния, а частота воздействий (выжигания, рубок, распашки, пастбищного сбоя, водной эрозии, дефляции, эвтрофирования почв и вод) стимулировала формирование субклимаксной растительности (ее антропогенных модификаций).

То есть *смысл биогеографических трендов и старта антропоцена* следует искать не только и не столько в сопоставлении составов региональных флор и фаун, сколько в *филоценогенезе* в целом и в тех его проявлениях, которые связаны с антропогенной

трансформацией сукцессионных систем (Тишков, 2005, 2006, 2012). Под воздействием климатических циклов постоянно, с инерцией в несколько сотен лет, ранее происходили внутриландшафтные пространственные перестройки биоты, а в условиях антропоцена сохранение ее регионального пула берет на себя, создаваемая хозяйственной деятельностью система периодических ниш (стадий, состояний) сукцессионных рядов и серий. При этом, *число выявляемых циклов колебаний климата и синхронных максимумов в спорово-пыльцевых спектрах отложений последних тысячелетий существенно разнятся, что связано и с инерционностью сукцессий растительности, продолжительность которых для лесов может быть выше, чем климатические циклы последней четверти голоцена.*

Эта особенность также показывает *отличие голоцена от антропоцена, в котором климатогенные сукцессии имеют подчиненное положение по отношению к антропогенным*, что и демонстрирует спорово-пыльцевой и ботанический анализ современных отложений, включая торф, сапропель, погребенные почвы и пр. Тем более тренд последнего похолодания выражен от малого климатического оптимума к настоящему времени (последнее тысячелетие). Это коррелируется с некоторыми прямыми и косвенными данными в динамике природы, хозяйства и населения. Хозяйственная деятельность человека в зависимости от характера и частоты нарушений растительного покрова, как один из факторов филоценогенеза сформировала в последние тысячелетия в пространстве Северной Евразии и других регионов Земли беспрецедентное разнообразие синтаксонов вторичной растительности. Пределы ее сукцессионной динамики в наше время представлены *рецидивными* (при увеличении частоты нарушений – пожаров, рубок леса, распахки, выпаса скота), *диаспорическими* (уничтожение на больших пространствах климаксовой растительности), *пирогенными* (за счет увеличения частоты пожаров – “оборота огня”), *постагrogenными* (при переложной системе земледелия) и другими субклимаксами (Тишков, 2006, 2012).

Антропогенные преобразования ландшафтов Северной Евразии привели к изменению соотношения зональных и интразональных групп биоты, среди которых ведущую роль стали играть лесо-поле-луговые виды, т.е. *начиная с II–III вв н.э. во многих регионах ведущим фактором эволюции стал не климат, а хозяйственная деятельность.* Поэтому в наше время, методологически верным будет, если прогнозы климатических изменений будут дополнены прогнозом необратимых изменений биоты как последствий синергетических эффектов антропоцена перестройки природы (Котляков, Тишков, 2009).

Список литературы:

Белоновская Е.А., Кренке А.Н.-мл., Тишков А.А., Царевская Н.Г. Природная и антропогенная фрагментация растительного покрова Валдайского поозерья // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 5. С. 67–82.

Верещагин Н.К. От ондатры до мамонта. Путь зоолога. СПб.: Астерион, 2002. 336 с.

Климанов В.А., Кожаринов А. В., Тишков А.А. Палеогеоэкологические реконструкции динамики растительности и климата Валдайского поозерья в позднеледниковье в голоцене // Тр. нац. парка “Валдайский”: юбил. сб. к 20-летию Валдайского нац. парка. СПб.: Изд-во НГУ, 2010. Вып. 1. С. 254–261.

Котляков В. М., Тишков А. А. Стратегия устойчивого развития России в начале XXI века: инновационные векторы и место географического прогноза // Инновации. 2009. № 9. С. 74–81.

Кренке Н.А. Древности бассейна Москвы-реки от неолита до Средневековья: этапы культурного развития, формирование производящей экономики и антропогенного ландшафта: Автореф. дис. ... докт. ест. наук. М.: Ин-т археологии РАН, 2014. 50 с.

Седов В.В. Ранний этап славянского расселения в лесной зоне Восточной Европы // Археология и история Пскова и Псковской земли. Псков: Изд-во ПГПУ, 2000. С. 183–190.

Тишков А.А. Смена парадигм в биогеографии // Изв. РАН. Сер. геогр. 1998. № 5. С. 83–94.

Тишков А.А. Теория и практика сохранения биоразнообразия (к методологии охраны живой природы в России) // Бюл. Использование и охрана природных ресурсов в России. 2006. № 1 (85). С. 77–97.

- Тишков А.А. Актуальная биогеография как методологическая основа сохранения биоразнообразия // Вопросы географии. 2012. Вып. 134. С. 15–57.
- Тишков А.А. Биогеографические последствия природных и антропогенных изменений климата // Успехи современной биологии. 2011. Т. 131. № 4. С. 356–366.
- Тишков А.А., Масляков В.Ю., Царевская Н.Г. Антропогенная трансформация биоразнообразия в процессе непреднамеренной интродукции организмов (биогеографические последствия) // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. №4. С. 74–85.
- Флеров К.К. История фауны млекопитающих в четвертичном периоде. М.: Изд-во МГУ, 1955. 350 с.
- Anthony David W., Brown Dorcas. Eneolithic horse exploitation in the Eurasian steppes: diet, ritual and riding // Antiquity. 2000. № 74. P. 75–86.
- Krutzer Paul and Stormer Judgn. The human epoch // Nature. 2011. V. 473. P. 254.
- Schickhoff Udo, Blumler Mark A., Millington Andrew. Biogeography in the early twenty-first century: a science with increasing significance for Earth's changes and challenges // Geographia Polonica. 2014. V. 87. Iss. 2. P. 221–240.

ПРИЗНАКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ МЁРЗЛЫХ ПОРОД В ПРОШЛОМ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В.Е. Тумской^{1,2,3,4}, А.Н. Малеева¹

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
vtumskoy@rambler.ru

² Институт географии РАН, Москва, Россия

³ Томский политехнический университет, Томск, Россия

⁴ Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

TRACES OF PALEO-PERMAFROST AND THEIR POTENTIAL FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS

V.E. Tumskoy^{1,2,3,4}, A.N. Maleeva¹

¹ Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

³ National Tomsk Research Polytechnic University, Tomsk, Russia

⁴ University of Tyumen, Tyumen, Russia

Четвертичный период характеризуется как время, в течение которого происходили ритмические природные изменения, связанные с климатическими колебаниями. В настоящее время периодизация четвертичного периода основана на климатостратиграфии (Стратиграфический..., 2006). Для реконструкции палеоклиматов прошлого используется весьма широкий спектр научных методов и подходов, в том числе основанные на реконструкции состояния и распространения криолитозоны, т.к. чередование потеплений и похолоданий разного масштаба обеспечили появление и эволюцию как наземного, так и подземного оледенения. Распространение криолитозоны и мощность криогенной толщи, её температурный режим, мощность сезонно-талого слоя, особенности строения и состава, развитие криогенных процессов и явлений определяются зонально-секториальными климатическими и региональными геологическими характеристиками (Общая..., 2004), что и позволяет решать обратную задачу – восстанавливать природно-климатические условия прошлого. Однако на территориях бывшего распространения мёрзлых толщ в настоящее время практически невозможно установить многие их параметры по прямым или косвенным признакам, такие как, например, мощности или характер температурного поля. Поэтому для реконструкций используются признаки отложений, связанные с криогенными изменениями их первичного состава и строения. Изменения строения часто сопровождались изменениями

микрорельефа поверхности, который также в некоторых случаях способствует восстановлению геокриологических условий.

Изучение и использование для палеомерзлотных реконструкций признаков криогенеза горных пород и отложений началось достаточно давно (Москвитин, 1940 и др.). Однако наиболее широко и научно обоснованно они стали использоваться для стратиграфических и палеогеографических целей благодаря работам А.А. Величко и его коллег (Величко, 1964, 1969, 1973 и др.; Бердников, 1976; Величко и др., 1996, 1997; Нечаев, 1981 и др.), основанных на исследованиях мерзлотоведов в областях современного распространения криолитозоны (Каплина, Романовский, 1960; Данилова, Баулин, 1973; Романовский, 1977 и др.). Эти исследования основывались преимущественно на изучении структурных особенностей почвенных горизонтов и отложений, существовавших в условиях развития мёрзлых пород. Позже, благодаря достижениям А.В. Минервина, В.Н. Конищева и В.В. Рогова в изучении изменения состава отложений, подвергшихся криогенезу (Конищев, 1981; Минервин, 1982; Рогов, 2009 и др.), появилась возможность оценивать степень криогенного преобразования отложений без анализа особенностей их геологического строения и даже реконструировать температуры пород. В последнее время данные исследования продолжаются (например, Сычева, 2012; Конищев, 2015 и др.).

Авторы настоящей работы, имея довольно большой опыт исследований в условиях современной криолитозоны Якутии и Забайкалья, благодаря А.А. Величко и сотрудникам лаборатории эволюционной географии ИГ РАН с 2013 г. занимаются и вопросами палеокриогенеза. Несмотря на небольшой пока опыт работы на территории Восточно-Европейской платформы уже появились первые представления о современных проблемах изучения палеокриогенного строения четвертичных отложений, о которых и будет сказано далее.

Работая на талых в настоящее время породах, современный исследователь имеет дело с геологическими результатами проявления криогенных процессов и явлений, развивавшихся в прошлом. Их морфологическая и структурная выраженность определяется как степенью изменения первичных условий залегания отложений на стадии криогенеза, так и степенью их затухания в последующем, на стадии протаивания и дальнейшего сохранения, т.е. тафономическими условиями. Об этом говорил и А.А. Величко еще в первых своих публикациях (Величко, 1973). При этом геологическая выраженность проявления разных криогенных процессов определяется как особенностями протекания самих процессов, так и свойствами и составом самих отложений, в которых они развиваются. Поэтому, чтобы сделать качественную реконструкцию палеомерзлотных условий, необходимо хорошо представлять себе, как происходит формирование и структурное преобразование отложений в процессе самого криогенеза в различных условиях, а потом уже – в процессе протаивания. Кроме того, общеизвестно, что многие экзогенные процессы, считающиеся криогенными в криолитозоне, являются зональными разновидностями обычных геологических процессов, имеющих свою специфику проявления в криолитозоне. К таким можно отнести, например, обычную эрозию и термоэрозию, течение переувлажненного материала на склонах и солифлюкцию, плоскостной смыв и формирование деллей (для них до сих пор нет единства даже в понимании самих терминов) и другие. Четких геологических признаков, позволяющих отличать результаты проявления криогенных процессов от не криогенных, во многих случаях нет. Необходимо также помнить, что многие процессы работают почти одновременно, в результате чего результирующие формы могут иметь весьма различный облик. Поэтому реконструкция мерзлотных условий во многих случаях остается весьма неоднозначно решаемой проблемой. Здесь добавляется также и существенное различие мерзлотных условий западных и восточных регионов России в эпохи похолодания, связанные как с различной степенью влияния оледенений, так и с различиями самих отложений (преобладания ледниковых отложений в западном секторе по сравнению с иными типами континентальных отложений на востоке).

Поясним на примерах. Наиболее яркими структурами, свидетельствующими о существовании мерзлых пород в прошлом, являются клиновидные образования. В пределах криолитозоны они связаны с чисто криогенным процессом морозобойного (криогенного) растрескивания, в результате развития которого могут образовываться изначально-грунтовые жилы, повторно-жильные льды, ледогрунтовые образования, первично-песчаные и песчано-ледяные жилы. Все эти геологические образования формируются в разных мерзлотно-температурных условиях, существенно отличаются морфологически и на порядки - по размерам, в разных мерзлотно-фациальных условиях, могут сосуществовать в рамках одной полигональной сети. В зависимости от состава вмещающих отложений и состава заполнения при их протаивании могут получаться совершенно разные структуры – от мелких клиновидных нарушений до крупных клиновидных псевдоморфоз с вертикальной протяженностью до 3-5 м, но также возможны и котловинообразные структуры облекания (Романовский, 1958). Общим для подобных структур является их полигональный характер залегания, но размеры (от 3-5 до 100-150 м) и плановый рисунок сети (от четких квадратов до округлых неравномерных образований) могут быть весьма различны. Морфологически близкие образования, однако, могут быть связаны и с сейсмическими нарушениями (сейсмитами), а относительно мелкие структуры – с трещинами усыхания, разнообразными трещинами отрыва на склонах (в том числе и пологих) и т.д. Если в составе отложений есть лёд и в процессе протаивания над жильными структурами возникают понижения, то они очень часто служат линиями стока поверхностных вод, которые могут существенно изменить строение первичной клиновидной структуры. Например, на Зарайской стоянке описаны «мерзлотные трещины» двух генераций – нижней и верхней. Верхние представлены относительно узкими (10-20 см шириной) клиновидными образованиями вертикальной протяженностью до 0.5 м, тогда как нижние – более глубокие и шириной до 1 м, редко больше (Амирханов, 2000). Однако первая же зачистка поперечного профиля нижней «мерзлотной трещины» (рис. 1) показала, что её поперечный профиль имеет ящikovидную форму (вскрытые видимые размеры – ширина до 1.2 м, высота 0.9-1 м) с круто-наклонными боковыми контактами и горизонтальным дном шириной 0.8-0.9 м. Благодаря хорошо выраженной слоистости вмещающих песчано-суглинистых отложений, в заполнении структуры, особенно вблизи нижних частей боковых контактов, хорошо видны блоки пород, просевшие вниз по практически вертикальным поверхностям сместителей, а заполнение вблизи дна имеет волнисто-горизонтальное залегание. Все это свидетельствует не в пользу криогенной природы «мерзлотной трещины», а заставляет предполагать её или эрозионное происхождение, или значительную переработку первичной мерзлотной трещины.



Рис.1 Стоянка Зарайск А. «Мерзлотная трещина» нижней генерации в поперечном разрезе. В качестве масштаба – черепашка с размером панциря 8 см.

Многочисленные небольшие деформации почвенных горизонтов и отложений характерны для многих районов Русской равнины, описаны на многих археологических стоянках. Часть из них имеет мелкоклиновидное строение с размерами клиновидных структур от первых до десятков сантиметров, во многих случаях они имеют следы горизонтального перемещения и течения. Авторы видели такие образования на Зарайской стоянке, на стоянках Костёнки 14 и 21, на стоянке Гарчи. Обычно они рассматриваются как результат криогенеза на увлажненной поверхности в связи с развитием структурных грунтов, хотя часто говорится и о морозном растрескивании и влиянии формирования трещин усыхания, а если имеется склон, то рассматривается возможность развития солифлюкционных процессов. Исходя из имеющихся в геокриологии представлений, морозобойное растрескивание не формирует структур с размерами полигонов менее 3-5 м, да и они весьма редки, значительно чаще встречаются полигоны с размером решетки 10-20 м. Образование структурных грунтов с размером пятен порядка 0.5-1 м, а тем более меньшего размера, обычно связывается с первичным формированием трещин усыхания, а потом их закрепления растительностью, процессами льдообразования и формирования соответствующего микрорельефа. Образование первичных неоднородностей такого размера может быть связано с кочкообразованием на заболоченных территориях. Чаще всего эти процессы происходят в пределах сезонно-талого слоя, но могут ли они развиваться в пределах слоя глубокого сезонного промерзания? Это требует дальнейшего изучения, но, по-видимому, могут. Также в пределах слоя сезонного промерзания может происходить выпучивание обломочного материала, приводящее, в том числе, к рассеиванию по глубине материала из культурного слоя. Солифлюкционные процессы на склонах способствуют возникновению деформационных структур течения, но они, по-видимому, могут возникать и на переувлажненных склонах в весеннее время в процессе снеготаяния вне криолитозоны. Не до конца ясна и геологическая роль крипа (гидрогенной десерпции) в образовании мелких деформационных структур (криотурбаций).

Аналогичная ситуация существует и с признаками существования мёрзлых пород, обусловленными сохранением в разрезах посткриогенных текстур. Происхождение последних связано с формированием слоистых и сетчатых криогенных текстур при промерзании влажных отложений, уплотнении межшлировых блоков отложений и часто ожелезнении на границах лёд-грунт. После оттаивания мёрзлых пород в них может сохраняться приобретенная криогенная отдельность, которая и рассматривается как посткриогенные текстуры. Однако их образование возможно и в условиях сезонного промерзания, что происходит и в настоящее время.

К образованиям, в формировании которых принимали участие криогенные процессы, иногда относят формирование оврагов и деллей, однако, очень сложно доказать, что погребенная овражная форма имеет именно термоэрозионное происхождение, а не эрозионное.

Все вышеперечисленные особенности развития и проявления криогенных образований и палеокриогенных форм, по мнению авторов, говорят о значительной сложности палеомерзлотных реконструкций на Русской равнине. Даже использование метода актуализма и привлечение материалов по строению современных мёрзлых пород не всегда может приводить к правильным выводам без учета региональных особенностей и зонально-секториальных мерзлотных особенностей территории. Поэтому до сих пор, с нашей точки зрения, не всегда обоснованы даже выводы о наличии многолетне- или сезонномерзлых пород на той иной территории. Тем не менее, дальнейшие комплексные исследования строения разрезов четвертичных отложений могут и должны привести к решению данных вопросов.

Работа проводится при поддержке гранта РФФИ №16-05-01116.

Список литературы:

- Амирханов Х.А. Зарайская стоянка. – М.: Научный мир, 2000. - 248 с.
- Бердников В.В. Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. - Москва, Наука, - 1976, - 126 с.
- Величко А.А. Реликтовая криогенная морфоскульптура Русской равнины, её научное и прикладное значение // Доклады АН СССР, - 1964. - Том 158, №5. - С. 1078-1081.
- Величко А.А. Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене // Лесс–перигляциал–палеолит на территории Средней и Восточной Европы. – Москва, ИГАН, - 1969, - С. 429–438.
- Величко А.А. Основные особенности реликтовой криогенной морфоскульптуры и общие принципы её картирования // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. - Москва, Наука, - 1973, - С. 66–79.
- Величко А.А. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие / А.А. Величко, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев, О.М. Порожнякова. - Москва, Наука, - 1996, - 150 с.
- Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П. и др. Основные черты строения лессово-почвенной формации // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. - Москва, ИГАН, - 1997, - С. 5–24.
- Данилова Н.С., Баулин В.В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. - Москва, Наука, - 1973, - С. 66–79.
- Каплина Т.Н., Романовский Н.Н. О псевдоморфозах по полигональному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. - Москва, Наука, - 1960, - С. 47–59.
- Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. – Новосибирск, Наука (Сибирское отделение), - 1981. - 195 с.
- Конищев В.Н. Лессовые породы: новые возможности изучения генезиса. // Инженерная геология, - 2015, №5, с. 22-36.
- Минервин А.В. Роль криогенных процессов в формировании лессовых пород // Проблемы криолитологии. – Москва, Изд-во Московского университета, - 1982. - Вып. 10, с. 41–60.
- Москвитин А.И. “Ледяные” клинья – клиновидные трещины и их стратиграфическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол., - 1940. - Т. 18, Вып. 2. - С. 34–41.
- Нечаев В.П. О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их палеогеографическое значение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. - Москва, Наука, - 1981, - С. 211–219.
- Рогов В.В. Основы криогенеза (учебно-методическое пособие) – Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», - 2009. – 203 с.
- Романовский Н.Н. Мерзлотные структуры облекания в четвертичных отложениях // Научные доклады Высшей школы. Геолого-географические науки. - 1958, - №3, с. 185-188.
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск, Изд-во «Наука», - 1977. – 215 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – Санкт-Петербург, Издательство ВСЕГЕИ, – 2006. – 96 с.
- Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и позднем плейстоцене // Криосфера Земли, - 2012, - Т. XVI, № 4, с. 45–56.
-

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ-ГОЛОЦЕНА
ЛАНДШАФТНОГО ЗАКАЗНИКА «ТОЛВОЯРВИ» (КАРЕЛИЯ)**

Л.В. Филимонова

Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, filimonovaluda@mail.ru

**THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE PALEOGEOGRAPHY
OF THE “TOLVAJARVI” LANDSCAPE RESERVE (KARELIA)**

L.V. Filimonova

Institute of Biology of KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

Проведены палеогеографические исследования на территории ландшафтного заказника «Толвоярви» (41900 га), расположенного на западе среднетаёжной подзоны Карелии, в пределах Зеленого пояса Фенноскандии. Выполнены стратиграфические, палинологические, макрофосильные и радиоуглеродные исследования озерно-болотных отложений разрезов из центральной части болот Скополиное (62°17'10" с.ш., 31°30'45" в.д., 175 м н.у.м.; 94 га) и Толвосуо (62°15' 39" с.ш., 31°26'43" в.д., 185 м н.у.м.; 260 га). На их основе получены реконструкции динамики растительности с начала аллереда до современности на фоне изменения природной среды, а также с учетом геоморфологии территории и антропогенного воздействия. При этом были привлечены данные по субрецентным спорово-пыльцевым спектрам (СПС) из различных растительных сообществ болот и лесов заказника «Толвоярви» (14 образцов), а также «поправочные коэффициенты» для пыльцы древесных растений, рассчитанные ранее для поверхностных СПС из среднетаёжной подзоны Карелии (Филимонова, 2005, 2007). Для более объективной реконструкции растительного покрова в позднеледниковье и начале голоцена использован метод «маркирующих» спор (по: Stokmar, 1972). В результате обобщения полученных материалов составлена климатохронологическая схема динамики суходольной растительности в позднеледниковье-голоцене. Проведенное сопоставление хроностратиграфии исследованных разрезов, а также данные по идентификации водорослей *Pediastrum*, пыльцы, спор и макроостатков водных и болотных растений позволили выявить особенности в образовании и развитии болот Толвосуо и Скополиное, а также выполнить реконструкции сукцессий водной и болотной растительности в местах отбора отложений. Результаты исследований частично опубликованы (Филимонова, 2014 и др.).

Согласно литературным данным (Lundqvist, 1991; Елина и др., 2000 и др.) в аллереде (AL, ~ 11400 л.н.) край одной из лопастей ледника проходил примерно по границе России с Финляндией, то есть достаточно близко к модельной территории (МТ) «Толвоярви». Сформировавшееся Гимольское приледниковое озеро, в которое поступали холодные талые воды, находилось к северо-западу от неё (по: Лукашов, Демидов, 2001). Новое значительное глобальное похолодание в позднем дриасе (DR₃: 11000–10300 л.н.) вызвало очередное наступление ледника в стадию сальпаусселькя I. Край его оккупировал западную и северную части Карелии, но не достиг района исследования. Ледники этой стадии перекрыли датские проливы и в котловине Балтики начинает формироваться Балтийское приледниковое озеро (Геология Финского..., 1992). В юго-восточной Финляндии и прилегающих районах Карелии его уровень достигал современных отметок 150–160 м около 10500 л.н. (Gluckert, 1995), что значительно ниже таковых на МТ «Толвоярви» как в настоящее время, так и в конце DR₃.

Низкие температуры, ксерофитизация климата, довольно близкое расположение ледника и холодных приледниковых водоемов создавали неблагоприятные условия для развития растительного покрова. Согласно полученным данным в позднеледниковье пыльцы в отложения поступало мало, значительная часть ее была заносной (главным образом древесных ветроопыляемых растений), часть – переотложенной (в том числе термофильных пород). Об этом свидетельствуют низкая насыщенность отложений пылью, проведенный палеоэкологический ее анализ (по: Гричук и др., 1969) и наличие дочетвертичных спороморф. В пребореале возрос приток пыльцы березы (*Betula* sect. *Albae*). Значительное

увеличение количества микро- и макрофоссилий отмечено с бореала (ВО, 9260±120 л.н.), когда началось активное распространение сосновых лесов, а также зарастание обмелевших палеоводоемов водно-болотной растительностью.

При изучении стратиграфии отложений и ботанического состава торфа установлено, что в разрезе Толвосуо (1000 см) представлены торфа верховые (до 50 см сфагновый мочажинный, ниже до 250 см – шейхцерицево- и пушицево-сфагновые с прослоями сфагново-шейхцерицевого, шейхцерицевого и магелланикум-торфа, до 400 см – пушицевый и сфагново-пушицевый), переходные (осоково-сфагновый, хвощово-осоковый и хвощовый – до 465 см), сапропелевидный торф (до 500 см), сапропель (до 550 см), сапропель с небольшой примесью песка (до 574 см), серо-голубые глины с 2–3 сантиметровыми слоями крупнозернистого или более мелкого песка (до 650 см), суглинок с прослойками песка (до 750 см), глины с примесью песка (до 830 см) и песок с примесью глины (170 см). Разрез Скополиное (650 см) включает торфа верховые (130 см фускум-торфа, ниже до 385 см – сфагновые, пушицево- и шейхцерицево-сфагновые с прослоями пушицевого и шейхцерицевого), осоково-шейхцерицевый переходный (до 410 см) и сапропелевидный (до 450 см) торф, сапропель (до 550 см), а также 10 см глины с примесью сапропеля, 70 см серо-голубой глины с небольшим количеством песка, 13 см мелкого и 7 см крупного песка.

Радиоуглеродные датировки в разрезе Толвосуо (4) и в разрезе Скополиное (3) хорошо согласуются между собой (табл.), а также с определениями относительного возраста отложений на основе палинологического анализа. Здесь же в таблице указан калиброванный возраст датированных образцов (по: www.calpal.de).

Таблица

Радиоуглеродный и калиброванный возраст органогенных отложений

Разрез	Глубина (см)	Тип отложений	Возраст		Лабораторный № образца
			радиоуглеродный (л.н.)	калиброванный (кал. л.н.)	
Толвосуо	230–250	торф	3870±60	4290±90	ГИН-12147
	310–325	торф	5000±70	5760±100	ГИН-12148
	450–465	торф	6890±50	7730±50	ГИН-12149
	550–570	сапропель	9260±170	10500±210	ГИН-12150
Скополиное	180–190	торф	1580±110	1510±120	ГИН-12146
	335–350	торф	5410±90	6170±110	ГИН-12145
	435–450	сапропелевидный торф	8680±100	9730±150	ГИН-12144

Полученная на основе приведенных и палинологических (Филимонова, 2014, 2016) данных хроностратиграфия разрезов (рис. 1) свидетельствует о том, что в котловинах современных болот Толвосуо и Скополиное на протяжении аллереда (AL: 11800–11000 л.н.) и позднего дриаса (DR₃: 11000–10300 л.н.) шло накопление песка и глины в среднем со скоростью 2,4 и 1,2 мм/год. В первой из них оно продолжилось и в пребореале (PB), а во второй, менее глубокой, – началось отложение сапропеля. Его накопление в разрезе Толвосуо зафиксировано со времени 9260±170 л.н. Базальный слой сапропелевидного торфа в исследованной части болота Скополиное датирован возрастом 8680±100 л.н., а лежащего на нем переходного торфа – началом атлантического периода (AT-1, ~ 8000 л.н.). В разрезе Толвосуо эти сформировавшиеся пласты имеют возраст AT-1 (8000–7000 л.н.) и AT-2 (7000–6000 л.н.), соответственно, что подтверждено палинологическими данными и датировкой 6890±50 л.н. Отложение верхового торфа в разрезе Скополиное отмечено с начала AT-2 (~ 7000 л.н.), Толвосуо – с AT-3 (~ 6000 л.н.). Средний вертикальных прирост торфов составил 0,51 и 0,66 мм/год (исходя из калиброванного возраста – 0,46 и 0,60 мм/год), соответственно.

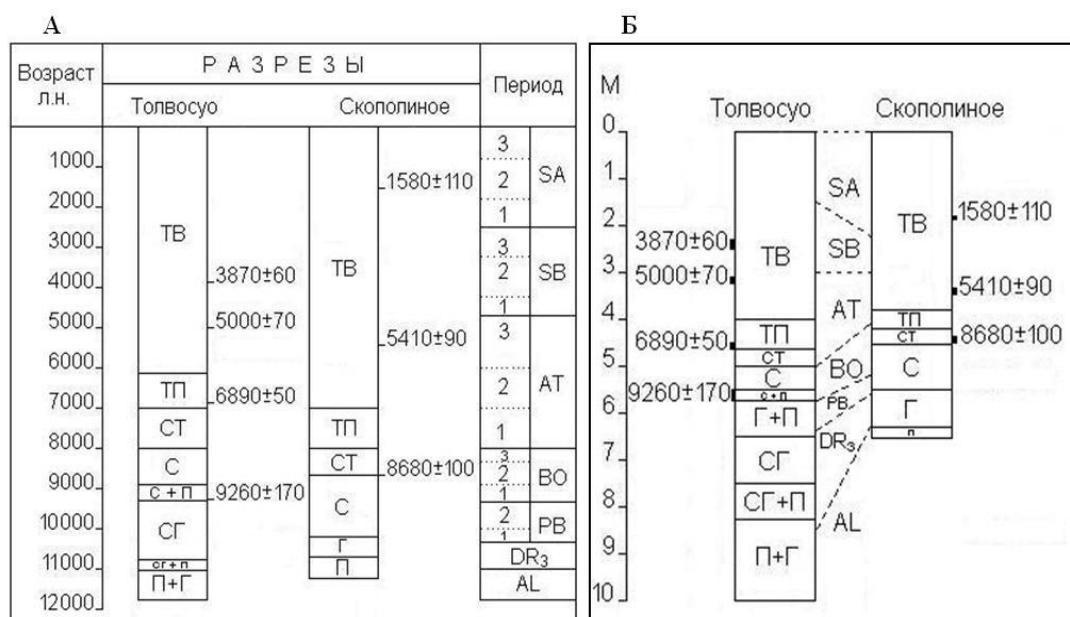


Рис. 1. Хроностратиграфия и корреляция разрезов Толвосуо и Скополиное на шкале времени (А) и шкале глубин (Б). Обозначения: ТВ – торф верховой, ТП – торф переходный, СТ – сапропелевидный торф, С – сапрпель, Г – глина, СГ – суглинок, П – песок

Согласно данным обмеление палеоводоёма Скополиное произошло уже в пребореале (~ 10300 л.н.), Толвосуо – в начале бореала (~ 9300 л.н.). Снижение уровня воды и улучшение климатических условий вызвали интенсивное развитие планктона, бентоса и гидрофитов, что способствовало отложению сапропеля, их зарастанию и заторфовыванию. В Толвосуо, имеющем более глубокую котловину, все эти процессы, а также переход болота на олиготрофную стадию развития начинались примерно на 1000 лет позже. Однако за меньшее время здесь сформировалась более мощная (на 55 см) торфяная залежь благодаря несколько большей скорости накопления торфов (на 0,15 мм/год).

Характерным для разрезов Скополиное и Толвосуо, отобранных в центральной части одноименных болот, является отсутствие низинного торфа, небольшая мощность переходных (25 и 65 см) и значительная – верховых торфов (385 и 400 см соответственно). Это, а также ранний переход этих болот в верховую стадию развития связаны с тем, что они расположены у подножия склонов озовых гряд, с которых на начальных стадиях своего развития получали довольно бедное минеральное питание с грунтовыми водами. В результате здесь сразу распространились мезотрофные болотные палеосообщества, которые уже в АТ-периоде сменились олиготрофными. По мере накопления торфа и формирования асимметричной поверхности болот поступление грунтовых вод в их центральную часть прекращается, и питание становится только атмосферным. При этом на окрайках болот подток грунтовых вод продолжается и здесь до настоящего времени идет накопление мезотрофных торфов. Так, согласно стратиграфии торфяной залежи болота Толвосуо (по: Кузнецов, 2014, рис. 5), в центральной части профиля верховые торфа начинаются на глубине 4 метров, на восточной окрайке их мощность 2–3 м, а западная окрайка находится на мезотрофной стадии, и там отлагаются переходные торфа.

Реконструкции сукцессий водно-болотной растительности выполнены с позднеледниковья до современности на основе определения состава и соотношения макроостатков растений в отложениях исследованных разрезов. В представленной диаграмме (рис. 2) приведены данные, полученные для органогенных отложений разреза Скополиное, которые начали накапливаться с РВ (~ 10300 л.н.). В ней также графически показаны изменения скорости накопления сапропеля и торфа, степени разложения последнего и индексов влажности реконструированных болотных палеосообществ (рассчитаны по: Елина, Юрковская, 1992).

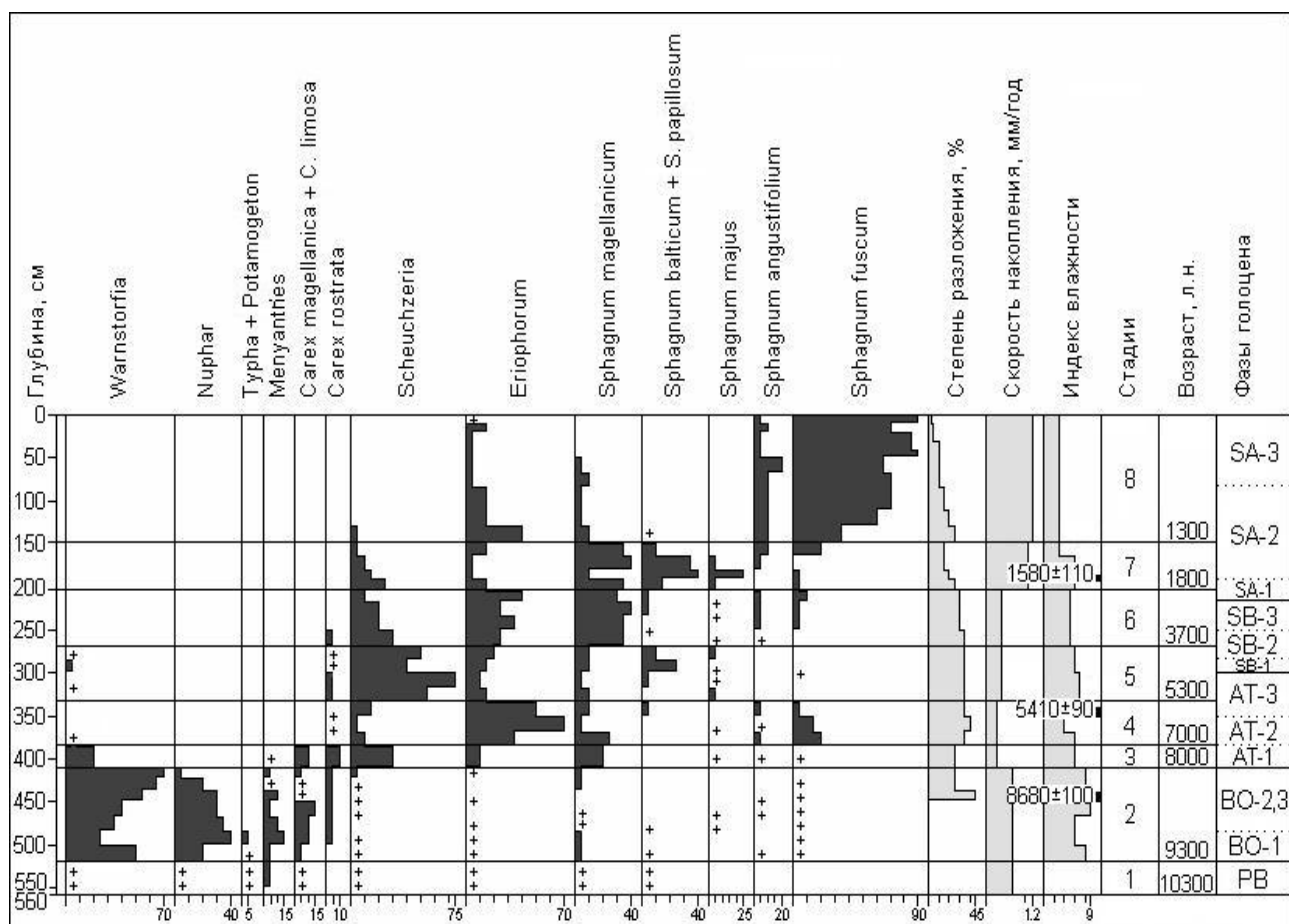


Рис. 2. Диаграмма состава макроостатков растений в отложениях разреза Скополиное

Полученная диаграмма (рис. 2) достаточно хорошо отображает сукцессии растительных сообществ (обозначены цифрами). Возраст их определен с использованием радиоуглеродных датировок и периодизации спорово-пыльцевой диаграммы (Филимонова, 2014). Согласно данным в исследованной части котловины болота Скополиное смены палеосообществ были такие: **Hydrophites** (*Nuphar*, *Typha*, *Potamogeton*) – **Warnstorfia** [10300–9300 л.н.] → **Nuphar** + *Typha* – *Menyanthes trifoliata* + *Carex* (*magellanica*, *rostrata*) – **Warnstorfia** [9300–8000 л.н.] → **Scheuchzeria palustris** + *Carex* (*rostrata*, *limosa*) + *Eriophorum vaginatum* – **Sphagnum magellanicum** + **Warnstorfia** [8000–7000 л.н.] → **Eriophorum vaginatum** + *Scheuchzeria palustris* – **Sphagnum** (*magellanicum*, *fuscum*) [7000–5300 л.н.] → **Scheuchzeria palustris** + *Eriophorum vaginatum* – **Sphagnum** (*magellanicum*, *papillosum*, *balticum*) [5300–3700 л.н.] → **Eriophorum vaginatum** + **Scheuchzeria palustris** – **Sphagnum magellanicum** [3700–1800 л.н.] → *Scheuchzeria palustris* – **Sphagnum** (*magellanicum*, *balticum*, *majus*) [1800–1300 л.н.] → *Eriophorum vaginatum* – **Sphagnum** (*fuscum*, *angustifolium*) [1300 л.н. – настоящее время].

На болоте Толвосуо они были следующие: **Hydrophites** (*Nuphar*, *Typha*, *Potamogeton*, *Glyceria*) + *Carex rostrata* + *Equisetum* [10300–8500 л.н.] → **Nuphar** + *Carex rostrata* + *Equisetum* [8500–6900 л.н.] → **Scheuchzeria palustris** + *Carex* (*rostrata*, *lasiocarpa*) + *Eriophorum vaginatum* + *Equisetum* – **Sphagnum** (*majus*, *fallax*) [6900–6400 л.н.] → **Eriophorum vaginatum** – **Sphagnum** (*magellanicum*, *fuscum*, *angustifolium*) [6400–4200 л.н.] → **Eriophorum vaginatum** + **Scheuchzeria palustris** – **Sphagnum** (*magellanicum*, *angustifolium*, *fuscum*) [4200–2300 л.н.] → **Scheuchzeria palustris** + *Eriophorum vaginatum* – **Sphagnum** (*papillosum*, *majus*, *compactum*) [2300 л.н. – настоящее время].

Согласно палинологическим данным (Филимонова, 2014, 2016) суходольную растительность на территории исследования с аллерада до современности представляли: **перигляциально-степные** (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*) и **тундровые палеосообщества** (ПС) с редкими деревьями и кустарниками [AL: 11800–11000 л.н.] →

тундра ерниково-зеленомошная (*Betula nana*, *Salix*, *Bryales*) в сочетании с перигляциально-степными ПС и редкими деревьями и кустарниками [DR₃: 11000–10300 л.н.] → **лесотундра**: березовое (с примесью сосны) редколесье в сочетании с ерниково-зеленомошными тундрами и с присутствием перигляциально-разнотравных ПС [PB-1,2: 10300–9800 л.н.] → **северная тайга**: редкостойные березовые и сосново-березовые леса [PB-2: 9800–9300 л.н.] → редкостойные березово-сосновые и сосново-березовые леса [BO-1: 9300–8900 л.н.] → **средняя тайга**: сосновые и березово-сосновые леса [BO-2,3: 8900–8000 л.н.] → **южная тайга**: сосновые, сосново-березовые и черноольховые леса с елью, широколиственными породами и лещиной [AT-1,2: 8000–6000 л.н.] → елово-сосновые, сосново-еловые и сосново-березовые леса с широколиственными породами и лещиной, а также елово-черноольховые (с вязом) леса [AT-3: 6000–4700 л.н.] → **средняя тайга (южный вариант)**: еловые и сосновые леса с березой и примесью широколиственных пород, ольхи черной и лещины [SB: 4700–2500 л.н.] → **средняя тайга**: елово-сосновые и сосново-еловые леса с березой и ольхой серой [SA-1,2: 2500–1400 л.н.] → сосновые леса с елью, березой и ольхой серой [SA-2,3: 1400 л.н. – настоящее время].

Работа выполнена в рамках ГЗ темы № 0221-2014-0007.

Список литературы:

- Геология Финского залива / ред. А. Раукас, Х. Хювяринен. Таллинн: АН Эстонии, 1992. 422 с.
- Гричук В.П., Мальгина Е.А., Моносзон М.Х. Значение палеоботанических материалов для стратиграфии валдайских отложений // Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М., 1969. С.57–105.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск, 2000. 242 с.
- Елина Г.А., Юрковская Т.К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Бот. журн. 1992. Т. 77, № 7. С. 120–124.
- Кузнецов О.Л. Болотные экосистемы карельской части Зеленого пояса Фенноскандии // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 6. С. 77–88.
- Лукашов А.Д., Демидов И.Н. Условия формирования рельефа и четвертичных отложений Карелии в поздне- и послеледниковье как основа становления современной природной среды // Труды КарНЦ РАН. Серия Б. Биogeография Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2001. С. 3–11.
- Филимонова Л.В. Динамика растительности среднетаежной подзоны Карелии в позднеледниковье и голоцене (палеоэкологические аспекты) / Дис. канд. биол. наук. Петрозаводск, 2005. 200 с.
- Филимонова Л.В. Отражение состава современной растительности в палиноспектрах средней тайги Карелии // Биоразнообразие, охрана и рациональное использование растительных ресурсов Севера. Материалы XI Перфильевских научных чтений, посвященных 125-летию со дня рождения И.А. Перфильева. Ч. 1. 2007. С. 278–282.
- Филимонова Л.В. История растительности в позднеледниковье и голоцене на территории заказника «Толвоярви» (Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 2. С. 3–13.
- Филимонова Л.В. Новые данные по динамике суходольной и водно-болотной растительности с аллереда до современности на территории заказника «Толвоярви» // Труды КарНЦ РАН. 2016. (в печати)
- Gluckert G. The Baltic Ice Lake in the South Finland and its outlets // Quaternary international. 1995. Vol. 27. P. 47–51.
- Lundqvist J. Kvartärtiden – jordarterna // Eds. Lindström, M., Lundqvist, J., Lundqvist T.H. Sveriges geologi från urtid till nutid. Studentlitteratur, Lund, 1991. P. 232–254.
- Stokmarr J. Determination of spore concentration with in electronic particlecounter. Geological Survey of Denmark. Kobenhavn, 1972. P. 87–89.

ЗАПАДИННЫЕ ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАК ЛИТОГЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ

А.А. Хаустов, О.П. Быковская

Воронежский государственный университет, Россия, Воронеж, hayst.al@yandex.ru

NATURAL GEOSYSTEMS IN KETTLES AS LITHOGENIC LANDSCAPES IN THE CENTRAL BLACK SOIL REGION

A.A. Khaustov, O.P. Bykovskaya

Voronezh State University, Russian Federation, Voronezh, hayst.al@yandex.ru

Литогенез часто выступает в роли мощного ландшафтообразующего фактора, под воздействием которого трансформируются отдельные компоненты природы и формируются своеобразные ландшафты, получившие название литогенных.

Теория литогенных ландшафтов, предложенная Ф.Н. Мильковым, получила дальнейшее развитие в работах В.Б. Михно, посвященных характеристике меловых ландшафтов Восточно-Европейской равнины и ландшафтов ледниковых отложений Центрального Черноземья. Так, по его мнению, поскольку в формировании осадочных горных пород основная роль принадлежит литогенезу, то и термин «литогенный ландшафт» применим только в тех случаях, когда имеются в виду формы рельефа, геологические образования и, соответственно, ландшафтные комплексы, сформировавшиеся в условиях осадочных горных пород. К этой категории, по всей видимости, могут быть отнесены западинные ландшафты Центрального Черноземья (Михно, 2002).

Западины – это неглубокие (до 2,0-2,5 м), округлой формы, плоскодонные понижения с крутыми склонами от нескольких десятков метров (чаще всего 20-50 м) до 100-200 м в диаметре. Западинные ландшафты довольно разнообразны как по своей морфологии, так и по внутренней структуре (Хаустов, 2015). О происхождении западин существует достаточно широкий спектр точек зрения ученых. Дискуссии по данному вопросу проводились не только географами, но и геологами, почвоведом, ботаниками. И.Ф. Леваковский впервые описал типичные западины в 60-е гг. XIX века. Позднее, данный вопрос подвергся обсуждению многими отечественными учеными – В.В. Докучаевым, А.А. Измаильским, А.Н. Красновым, Г.И. Танфильевым, П.А. Тутковским, И.Д. Седлецким, Н.Я. Денисовым, Г.В. Заниным, А.А. Величко, Ф.Н. Мильковым, и многими другими. Н.Я. Денисов и И.Д. Седлецкий связывают образование западин со способностью лёсса и лёссовидных пород уплотняться под влиянием избыточного увлажнения. Однако коэффициент просадочности пород в нашей полосе, по И.В. Попову, очень мал. Мощность покровных суглинков на водоразделах Подворонежья исчисляется первыми десятками метров. Поэтому образование крупных и даже средних западин трудно объяснить, исходя лишь из одной теории просадочности пород. П.А. Тутковский считал, что западины – реликтовые котловины выдувания. Автор этой гипотезы был убежденным сторонником золотого происхождения южнорусского лесса – преобладающей горной породой в местах широкого распространения западин. А.Н. Краснов предполагал, что западины – последняя стадия замывания в степях ложбин стока. А.А. Величко считал, что данные комплексы – наследие мерзлотных явлений (оттаивание грунтовых льдов в конце последнего, валдайского оледенения и в позднеледниковое время). Согласно позиции Ф.Н. Милькова по данному вопросу, западины – есть генетически разнородные первичные неровности равнинных поверхностей, впоследствии подчеркнутые и «отполированные» суффозионной деятельностью дождевых и снеговых вод при вертикальной циркуляции последних (Мильков, 1976).

Западины, как ландшафтные комплексы отличаются исключительным разнообразием. В 1957 году Ф.Н. Мильков провел классификацию данных ПТК. Вся совокупность западин была объединена в 7 семейств (семейства распаханых западин, луговинных, солонцовых, западинных болот, западинных озер, кустарниковых и лесных). Данные таксономические

единицы выделяются с учетом характера местоположения, а также доминирующего варианта растительного сообщества.

Западинные природно-территориальные комплексы (ПТК) являются характерными для *междуречного недренированного типа местности* – плоским, почти не затронутым эрозионным расчленением междуречьям низменностей и невысоких возвышенностей, которые характеризуются неглубоким залеганием (3-6 м) грунтовых вод, уклоном поверхности до 1° (Мильков, 1966).

Таким образом, формирование западин на водоразделах Центрального Черноземья связано с песчаными отложениями, наиболее подверженными суффозионным процессам, и близким залеганием к поверхности водоупорных горных пород, чаще всего представленных глинами. В пределах междуречий такие отложения чаще всего связаны с деятельностью максимального на Русской равнине Донского оледенения. Поскольку центральная часть Среднерусской возвышенности в силу своего орографического положения ледником не покрывалась, основные районы распространения флювиогляциальных и моренных отложений приходятся на Окско-Донскую низменность и Калачскую возвышенность (Михно, 2003).

Наиболее крупные участки флювиогляциальных отложений приурочены к междуречью Становой Рясы и Иловая, междуречью Матыры и Воронежа, бассейну Усмани, междуречью Дона и Воронежа, левому берегу Дона, левому берегу Савалы, правобережью р. Цны. Небольшие площади, занятые флювиогляциальными отложениями, встречаются также на восточных и юго-восточных склонах Среднерусской возвышенности, которые покрывались ледником или находились в зоне его непосредственного влияния (междуречье Оскола и Убли, Убли и Котла, междуречье Потудани и Тихой Сосны, низовье Ведуги), а также на Калачской возвышенности. В пределах вышеназванных участков Центрального Черноземья песчаные флювиогляциальные отложения выступают в качестве главного ландшафтообразующего фактора, что предопределено спецификой силикатных мелкообломочных рыхлых горных пород, состоящих преимущественно из кварца и полевого шпата. Хотя состав этих пород очень близок к составу аллювиальных отложений, слагающих надпойменные террасы, между ними имеется целый ряд отличий. Флювиогляциальные отложения имеют более древний возраст и, как следствие, обладают гораздо большей плотностью, чем аллювиальные отложения. Кроме того, флювиогляциальные отложения характеризуются более сложной структурой: в песчаной толще часто встречаются линзы суглинков и глин с включением валунов местных и дальнепринесных пород, что сказывается на особенностях гидрогеологического режима этих толщ, способствует избыточному увлажнению в тех местах, где глинистые линзы создают водоупор близко от поверхности.

Эти горные породы способствуют формированию ландшафтов флювиогляциальных отложений – особых литогенных ПТК. Ландшафты флювиогляциальных отложений весьма специфичны и мало пригодны для использования в сельском хозяйстве, территории занятые ими в большинстве своем покрыты лесными массивами. Особенности геологического строения флювиогляциальных отложений, наличие песчаных толщ с прослоями глин и суглинков, которые создают условия для близкого к поверхности залегания грунтовых вод (местами до 1,5-2 м), создали предпосылки для произрастания здесь высокобонитетных сосновых лесов, суборей и судубрав. Наиболее крупные лесные массивы на песчаных пространствах: Воронежская дубрава, Усманский бор, Цнинский бор и др. Наличие заболоченных западин, в которых до настоящего времени сохраняются представители бореальных лесов (брусника, клюква, черника, росянка круглолистная, осока топяная, ива лапландская), придают этим лесным массивам реликтовые черты.

Для моренных отложений характерно отсутствие сортировки обломочного материала, который представлен галькой и валунами. Вещественный состав их зависит от состава местных коренных пород (для Русской равнины 30-40% приходится на алевритовую фракцию).

Оценкой физико-химических свойств моренных отложений в разные годы занимались Н.П. Астратова, Н.Г. Верейский, А.А. Каган, М.А. Солодухин и другие. В общем виде их можно свести к следующим показателям: среднее значение объемного веса скелета морен – 1,90; коэффициент пористости от 0,240 до 0,430; естественная влажность 10-20%. Иногда в отложениях наблюдается слабо выраженная слоистость, вызванная послойными движениями ледника, мощность их не превышает 2-3 м, местами уменьшается до 0,5-1 м. Морены часто образуют равнины, иногда всхолмленные, повторяющие равнинный рельеф коренных пород (Величко, 2002).

На территории Центрального Черноземья моренные отложения Донского оледенения фиксируются в разрезах Окско-Донской равнины, восточных отрогах Среднерусской возвышенности. В той или иной степени, моренные отложения представлены повсеместно в границах действия Донского ледникового покрова и оказывают разностороннее косвенное влияние на формирование современной ландшафтной структуры Центрального Черноземья (Величко, 2001). В качестве иллюстрации этого влияния можно привести следующие примеры. Являясь, благодаря суглинистому и глинистому литологическому составу и плотному сложению хорошим водоупором и залегая достаточно близко к поверхности, моренные отложения способствуют поддержанию высокого уровня залегания грунтовых вод в районах своего распространения и тем самым выступают одним из факторов образования междуречного недренированного типа местности, особенно широко представленному на Окско-Донской равнине. Так, в пределах Тамбовской области, на междуречьях Цны и Челновой, Челновой и Польного Воронежа, Воронежа и Матыры, Цны и Битюга этот тип местности занимает площадь 1656 км² (Глушков, 2001).

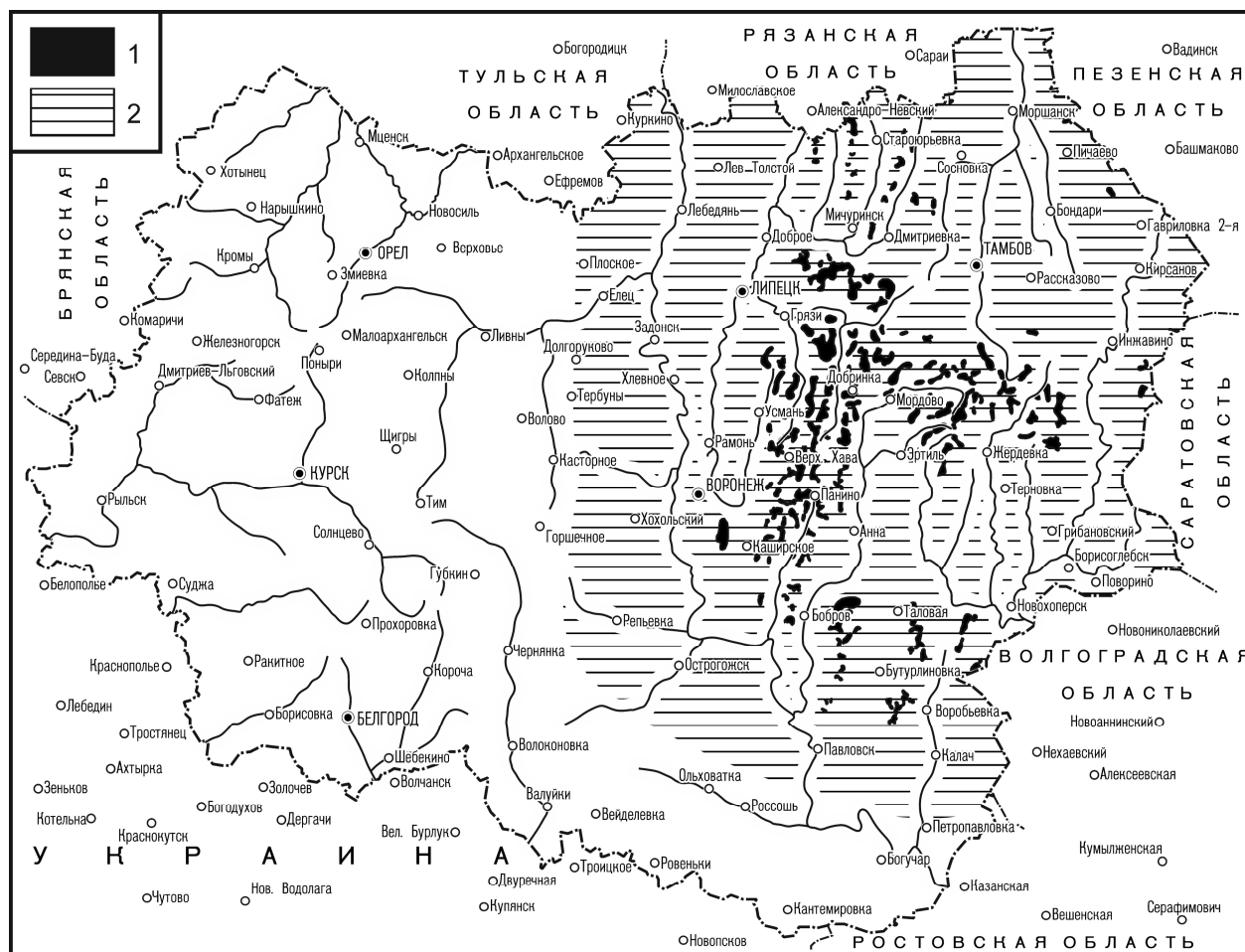


Рис. 1. Распространение междуречные недренированных ландшафтов в условиях моренных отложений Центрального Черноземья. Условные обозначения: 1 – междуречные недренированные ландшафты; 2 – моренные отложения Донского оледенения.

Таким образом, несмотря на то, что моренные отложения на исследуемой территории не выходят на дневную поверхность, особенности их строения находят свое отражение в ландшафтах, а на отдельных участках выступают в качестве важнейшего ландшафтообразующего фактора. Основное значение этого типа отложений заключается в том, что они становятся водоупорами и способствуют подъему уровня грунтовых вод и формированию гидроморфных ландшафтов. В качестве примера таких ландшафтов можно назвать междуречные недренированные местности с западинами и лугово-болотной растительностью на лугово-черноземных и болотных почвах Верхнехавского района Воронежской области. Кровля основной глинистой морены залегает здесь на глубине 4 м, вследствие чего уровень верховодки не опускается ниже этой отметки, и в течение всего года грунтовые воды оказывают увлажняющее воздействие на почвы и ландшафты территории. Выщелачивание и вынос мелких частиц потоками грунтовых вод приводит к просадке вышележащей лессовой толщи и образованию суффозионных западин. В этих западинах скапливаются воды и формируются заболоченные комплексы со специфичным кочкарным микрорельефом, растительностью (осокой, ирисом, рогозом, камышом) и болотной фауной. В некоторых западинах развиваются луга на лугово-черноземных почвах, используемые местным населением под пастбища.

Сопоставление ареалов распространения ледниковых отложений Донского оледенения и междуречного недренированного типа местности в пределах Центрального Черноземья, а также крупномасштабные ландшафтные исследования на ключевых участках, позволяют установить прямую зависимость между распространением флювиогляциальных и моренных отложений и формированием крупных западинных комплексов на недренированных междуречьях (рис. 1).

Список литературы:

- Быковская О.П., Михно В.Б., Горбунов А.С., В.Н. Бевз Ледовый литоландшафтогенез и его проявление в ландшафтной структуре Центрального Черноземья // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический факультет Моск. гос. ун-та, 2015. – С. 46-48.
- Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Подходы к реконструкции оледенений среднего плейстоцена Восточно-Европейской равнины // Пути эволюционной географии. – М., 2002. – С. 32-44.
- Глушков Б.В. Донской ледниковый язык // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. – Вып. 5, 2001. – 166 с
- Милюков Ф.Н. Ландшафтная география и вопросы практики. – М.: Мысль, 1966. – 255 с.
- Михно В.Б., Быковская О.П. Ландшафты с ледниковой литогенной основой // Эколого-географический атлас-книга Воронежской области. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2013. – С. 201-203.
- Михно В.Б., Быковская О.П. Ледовый литоландшафтогенез Центрального Черноземья // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География и геоэкология. – 2002. - № 1. – С. 35-44.
- Михно В.Б., Быковская О.П. Районирование ландшафтов с ледниковой литогенной основой // Эколого-географический атлас-книга Воронежской области. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2013 – С. 204-205.
- Михно В.Б., Быковская О.П. Структурная организация ландшафтов Донского ледника // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География и геоэкология. – 2003. - № 1. – С. 20-29.
- Михно В.Б., Горбунов А.С. Физико-географическое районирование // Эколого-географический атлас-книга Воронежской области. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2013. – С. 199-200.
- Окско-Донское плоскогорье / под ред. Ф.Н. Милюкова. – Воронеж: Издательство Воронежского государственного университета, 1976. – 176 с.
- Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы / под ред. А.А. Величко, С.М. Шик. – М.: ГЕОС, 2001. – 160 с.
- Хаустов А.А. Западинные ландшафты Среднерусской лесостепи как литогенные ландшафты // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический факультет Моск. гос. ун-та, 2015, С. 219-221.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ЛЁССАХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВАХ КАК ПАМЯТЬ О БЫЛЫХ ПРОЦЕССАХ

Н.П. Чижикова¹, П.Г. Панин²

¹Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия, chizhikova38@mail.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия, paleosoil@mail.ru

CLAY MINERALS IN LOESS AND BURIED SOILS AS A MEMORY OF PAST PROCESSES

N.P. Chizhikova¹, P.G. Panin²

¹V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Поведение кристаллической фазы тонкодисперсного вещества можно рассматривать как одно из возможных диагностических критериев процессов почвообразования. За последний период развития учения о минералогии почв вошло в обиход использование термина “профиль глинистого (илистого) материала почв”, который охарактеризован блоком минералогических показателей.

Для каждого типа почвообразования характерен свой, только ему присущий профиль тонкодисперсного вещества. Ранее (Величко и др., 1974; 2004; 2005; Chizhikova N.P. Gradusov B.P. 1995; Морозова Т.Д., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. 1979; Чижикова, Панин, 2007; 2008) неоднократно поднимался вопрос об информативности тонкодисперсного материала, преобразования которого происходило в период формирования лёссово-почвенной формации.

Минералогический состав фракций менее 1 мкм лёссово-почвенной формации позднего и среднего плейстоцена изучены в пределах территории северной границы распространения лёссов на Восточно-Европейской равнине (разрезы Ожерелье 1-04 и 2-04, Гололобово 4-96) (рис. 1). Здесь выделены палеопочвенные комплексы: верхнеплейстоценовый - мезинский (117-120 тыс. лет), среднеплейстоценовые - каменский (200-250 тыс. лет) и инжавинский (300-350 тыс. лет). Каждый из них состоял из палеопочв двух фаз - ранней межледниковой и более поздней - интерстадиальной, разделенных в ряде случаев маломощной толщей осадка и горизонтом с признаками криогенеза (Velichko et. al., 2003; Величко и др., 2007).

Рентгендифрактометрический анализ илистых фракций, выделенных по методу Н.И. Горбунова (1971), выполнен на универсальном рентгендифрактометре XZG-4A фирмы Карл Цейсс (Иена, Германия). Полуколичественное содержание основных минералов во фракции менее 1 мкм определено по методике П.Е. Бискайя (Biskaye P.E., 1965).

Основными компонентами фракции менее 1 мкм, выделенными из современной серой типичной почвы и палеопочв являются гидрослюда ди- или триоктаэдрического типов и смешаннослойные образования с различным сочетанием пакетов в кристаллитах. Такая ассоциация характерна для тонкодисперсного компонента лёссовых формаций. В илистых фракциях всех образцов доминируют смешаннослойные образования, мотив чередования пакетов существенно различен для палеопочв разного возраста и генетических горизонтов в них. Ассоциация представлена сложными неупорядоченными, смешаннослойными слюда-сметитовыми образованиями с высоким содержанием сметитовых пакетов. Гидрослюдистая фаза представлена дитриоктаэдрическими разновидностями, количество которых колеблется от 18,0 до 46,0 % от суммы компонента ила или от 3,1 до 16,9 % в образцах в целом. В подчиненном положении находятся слюда-сметиты с низким содержанием сметитовых пакетов, в ряде случаев зафиксированы хлорит-сметиты и индивидуальные сметиты. Такие слоистые силикаты как каолинит и хлорит в сумме составляют всего 8,3-22,7 %.

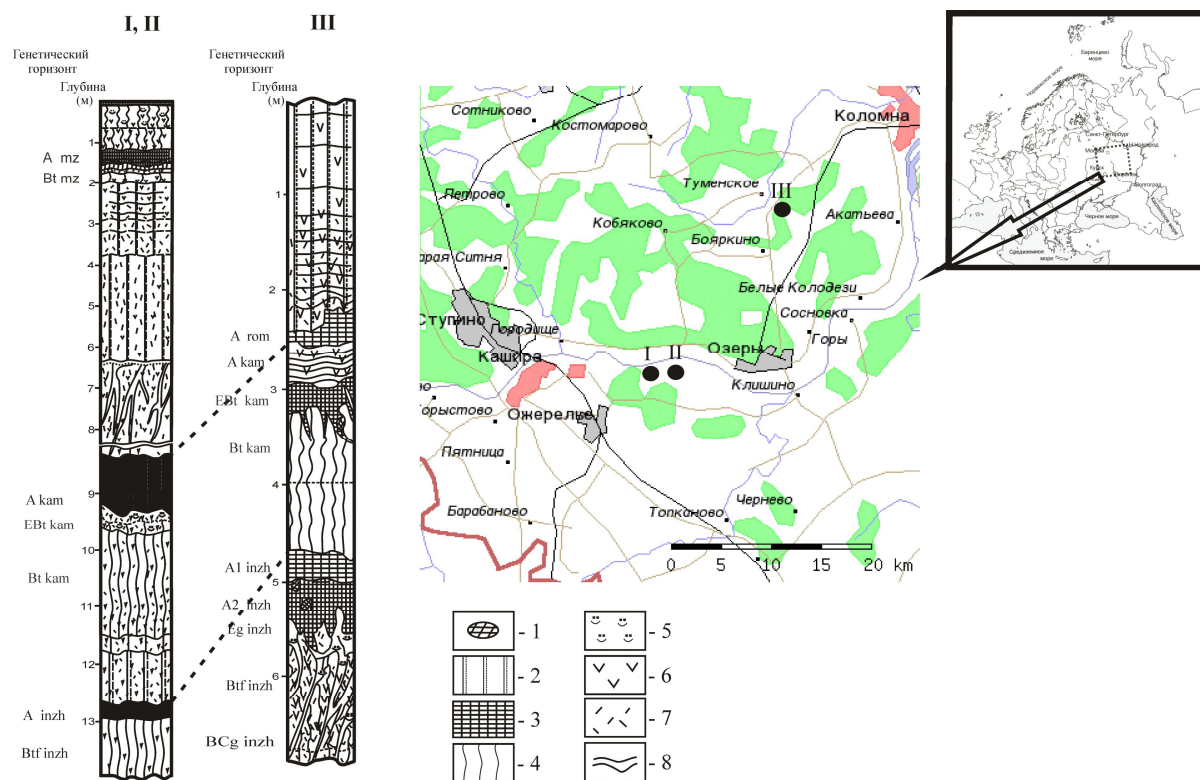


Рис. 1 - Опорные разрезы лессово-почвенно-криогенной серии центра Восточно-Европейской равнины. I - разр. Ожерелье 1-04; II - разр. Ожерелье 2-04; III - разр. Гололобово 4-96. 1 - лёсс; 2 - опесчаненный лёссовый суглинок; 3 - гумусовый горизонт; 4 - иллювиальный горизонт; 5 - элювиальный горизонт; 6 - железистые новообразования; 7 - оглеение; 8 - слоистость. mz - мезинский полигенетический почвенный комплекс; kam - каменский полигенетический почвенный комплекс; inzh - инжавинский полигенетический почвенный комплекс; rom - роменская палеопочва

Профиль разреза Ожерелье 1-04 начинается с современной серой тяжелосуглинистой почвы голоценового периода. Характер распределения илистой фракции по профилю этой почвы элювиально-иллювиальный. Минералогический состав фракции менее 1 мкм профиля исследуемой современной почвы представлен неупорядоченными сложными смешаннослойными слюда-сметитовыми образованиями двух типов: с высоким (более 50 %) и низким (менее 50 %) содержанием сметитовых пакетов. Количество этой фазы колеблется от 59,3 до 65,8%, при пересчете на образец в целом от 10 до 24 %. Содержание гидрослюда триоктаэдрического типа в пределах профиля изменяется от 19,5 в нижней части профиля до 36,9 % в средней. Каолинит в сумме с хлоритом не превышает 14,6 %. По составу минеральных компонентов, их кристаллохимическим особенностям профиль серой тяжелосуглинистой почвы схож с таковыми серыми лесными почвами.

В позднелайстоценовом мезинском полигенетическом почвенном комплексе межледниковая палеопочва (салынская фаза) содержит илистое вещество, количество которого мало меняется в пределах рассматриваемой толщи (18,5 - 22,5 %) (рис. 2). Однако профиль ее дифференцирован по минералогическому составу ила. В верхней части профиля наблюдается увеличение количества гидрослюд до 46,0 %. Здесь резко снижено по сравнению с нижней частью профиля содержание смешаннослойных слюда-сметитовых образований с высоким количеством сметитовых пакетов - всего 36,2 - 38,5 %; ниже количество этой фазы достигает 59,3 %. В верхней части профиля межледниковой палеопочвы отмечается увеличение количества каолинита 15,5 - 17,8 %. Возможен вынос сметитовой фазы из верхних горизонтов и относительное увеличение содержания гидрослюд до 46 и каолинита до 17,8 %. Подобное перераспределение минеральных компонентов происходит при увеличении количества осадков, а также при произрастании лесных ценозов. Диагностическими показателями формирования профиля илистого материала почв является увеличение количества тонкодисперсного кварца в илистой

фракции, выделенной из верхних горизонтов, трансформационные преобразования слюд биотитового типа в слюда-вермикулитовые образования (рис. 2). Подобные преобразования илистого вещества происходят в почвах лесных еловых ценозов с формированием профиля подзолистого типа.

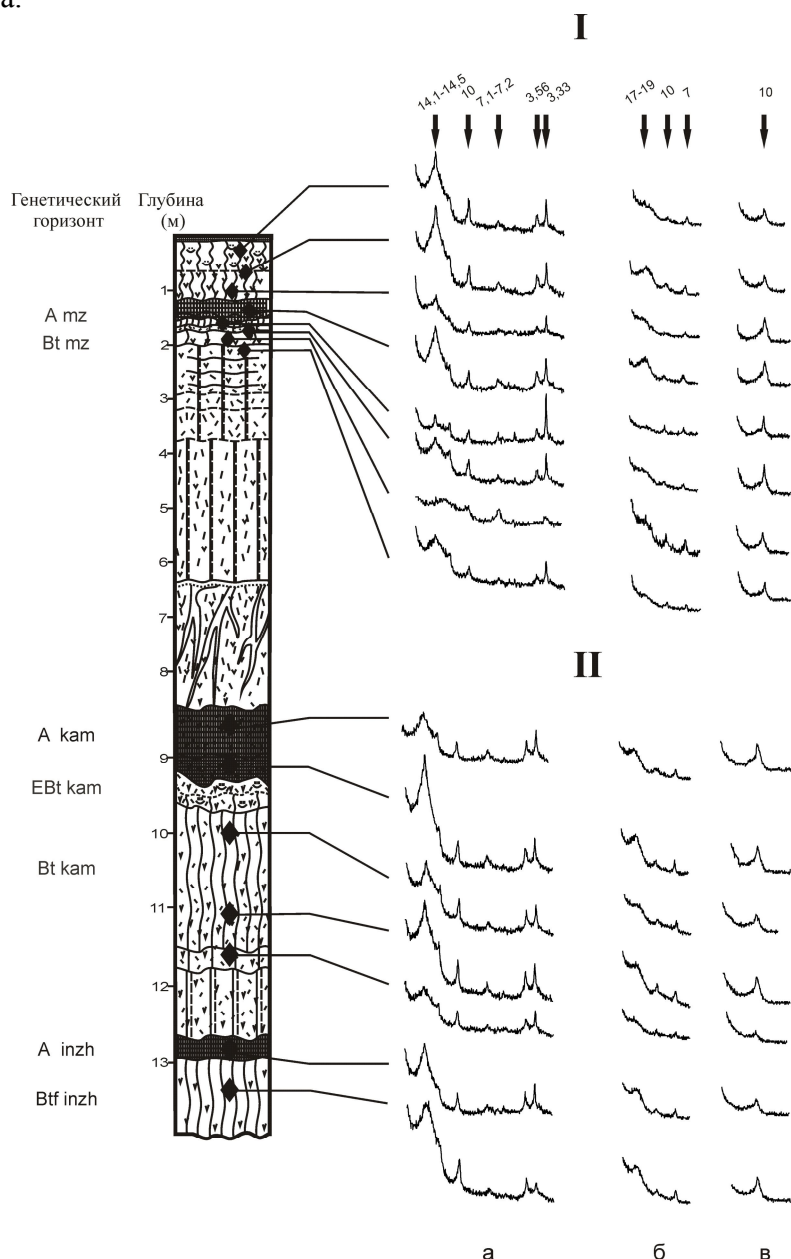


Рис. 2 - Стратиграфическое строение лёссово-почвенно-криогенного комплекса разр. Ожерелье 1-04 (I), Ожерелье 2-04 (II) и рентгенодифрактограмма фракции менее 1 мкм, выделяемых из образцов этих комплексов: а - в воздушно-сухом состоянии; б - после сольватации этиленгликолем; в - после прокаливании при 550°C в течение 2 ч. Числа - межплоскостные расстояния в нм.

Крутицкая интерстадиальная палеопочва (поздняя фаза) мезинского комплекса содержит 39,7 % илистой фракции. В ней преобладает набухающая фаза, представленная слюда-сметитами с высоким содержанием смектитовых пакетов (61,8 %) (рис. 2). По рентгеноструктурным показателям этот минерал обладает более высокой степенью совершенства структуры, чем аналогичное образование в верхних горизонтах голоценовой почвы.

В лёссово-почвенно-криогенной серии разреза Ожерелье 2-04 описаны каменный и инжавинский полигенетические почвенные комплексы.

В среднеплейстоценовом каменском полигенетическом почвенном комплексе раннекаменная межледниковая палеопочва (ранняя фаза) содержит илистое вещество, количество которого колеблется от 23,4 до 40,3 %. Наименьшее количество этой фракции отмечается на глубине ~ 3,0 м (рис. 2).

Минералогический состав фракции представлен сложными смешаннослойными слюда-сметитами с высоким и низким содержанием смектитовых пакетов, при преобладании первых. Количество этой фазы вниз по профилю меняется 46,0; 47,2; 62,2 %, что при пересчете на образец в целом составляет 13,1; 11,0; 25,1 %. В меньшем количестве содержится гидрослюдистая фаза, количество которой в образцах сверху вниз равно 37,4; 41,8; 25,9 %, что при пересчете на образец почвы в целом составляет 10,7; 9,8; 10,4 %, т.е. характер распределения этого компонента равномерный. Смешаннослойные образования отличаются высокой степенью разупорядоченности структур, что является важным диагностическим признаком и неоднократно четко фиксировался в органогенных горизонтах почв.

Количество илистого вещества позднекаменной интерстадиальной палеопочвы (поздняя фаза) на много превосходит таковое палеопочв межледниковья. В нем отмечается повышенное содержание набухающей фазы (при пересчете на образец в целом 23,8 - 24,0 %). Степень совершенства кристаллической структуры минералов высокая, что существенно отличает его от илистого вещества нижележащей межледниковой почвы.

В среднеплейстоценовом инжавинском полигенетическом почвенном комплексе раннеинжавинской межледниковой палеопочвы (ранняя фаза) количество илистого вещества равно 32,6 %. Содержание набухающей фазы снижается до 55,2 % по сравнению с илистым веществом интерстадиальной палеопочвы (поздняя фаза). В то же время отмечается увеличение количества каолинита до 16,1 %.

В позднеинжавинской интерстадиальной палеопочве (поздняя фаза) количество илистого вещества интерстадиальной палеопочвы инжавинского комплекса составляет 36,7 %. Фракция состоит из набухающей фазы (65,7 %), гидрослюдистой (24,0 %), каолинита и хлорита (в сумме 10,3 %). По этим количественным показателям, а также по кристаллохимическому состоянию смешаннослойных образований илистое вещество сходно с таковым интерстадиальной палеопочвы каменского комплекса.

Заключение.

Проведенные исследования гранулометрического состава лёссово-почвенно-криогенных компонентов, минералогического состава их тонкодисперсных фракций (менее 1 мкм) позволили сделать вывод о единой эволюции педолитогеоза в центральной лесостепи в четвертичное время. Цикличность развития в плейстоцене после этапа донского оледенения характеризовалось чередованиями эпох перигляциально-лессового осадконакопления с эпохами интенсивного почвообразования.

Отметим наиболее четкие закономерности распределения компонентов в рассматриваемых комплексах трех разрезов. Интерстадиальные палеопочвы характеризуются повышенным содержанием илистой фракции, средние показатели которых на 13,7 % выше, чем в межледниковых палеопочвах. Меняется также и соотношения основных минеральных фаз фракций менее 1 мкм, илистое вещество интерстадиальных палеопочв содержит более высокое количество смектитовой фазы (среднее 59,4 % в илистой фракции или 23,7 % на образец в целом). В межледниковых палеопочвах этот показатель равен 51,2 % или 13,1 % в почве в целом. Как отмечалось выше, профили глинистого материала межледниковых палеопочв характеризуются элювиально-иллювиальной дифференциацией по смектитовой фазе. Минералы этих палеопочв имеют низкую степень совершенства структуры, что обычно фиксируется в горизонтах, подверженных процессам почвообразования; органогенных, оглеенных и оподзоленных.

Профили глинистого материала межледниковых палеопочв (микулинской, каменной, инжавинской) имеют ряд закономерностей. Отмечается существенная дифференциация профилей по содержанию фракций менее 1 мкм и распределению смектитовой фазы в ней.

Глинистые минералы фракций несовершенны по структуре, их рефлексы низкие, асимметричные. Эти показатели свидетельствуют о мощных экзогенных факторах, которые способствуют преобразованию структур минералов лёссовых отложений.

В то же время необходимо подчеркнуть различия в сформировавшихся палеопочвах среднего и позднего плейстоцена.

Профиль микулинской межледниковой палеопочвы формировался под влиянием широколиственного леса сложного состава с грабом (Величко и др., 2004, 2005). Характерно довольно равномерное распределение фракций менее 1 мкм, но резко выражены различия по составу минералов: верхние горизонты в значительной мере обеднены смешаннослойными образованиями с высоким содержанием смектитовых пакетов. В этих же горизонтах относительно немного накапливаются гидрослюда, каолинит. Появляется тонкодисперсный кварц. По этим минералогическим показателям, а также по микроморфологическому строению данные палеопочвы можно отнести к лессивированным почвам с признаками подзолообразования.

В условиях среднеплейстоценового каменского межледниковья «были распространены широколиственные леса сложного состава с дубами (5 видов) заметную роль играла липа, присутствовал граб, ясень и другие породы» (Величко и др., 2004, 2005). Для профилей почв, сформированных под этими лесными формациями, отмечается существенная дифференциация как по содержанию илистой фракции, так и по количеству смектита в ней. Однако, в отличие от палеопочв позднего плейстоцена микулинского межледниковья, здесь отсутствуют признаки оподзоливания и эти почвы более близки по минералогическим показателям к серым лесным и бурым лессивированным.

Инжавинская межледниковая палеопочва формировалась под полидоминантными хвойно-широколиственными лесами, ныне свойственными флоре Кавказа и Балкан (Величко и др., 2004). Эти лесные формации способствовали формированию элювиально-иллювиального профиля по илестому веществу и смектитовой фазе. Наличие же в илестом веществе тонкодисперсного кварца и увеличение содержания каолинита и гидрослюд являются диагностическими показателями стадии подзолообразования или элювиально-глеевых процессов, что дает возможность аналогизировать формирование этой палеопочвы с таковой микулинского межледникового периода.

Список литературы

Величко А.А., Градусов Б.П., Морозова Т.Д., Чижилова Н.П., Болиховский В.Ф. Глинистые минералы в лёссах и погребенных почвах левобережья Среднего Днепра // Докл. Академии наук СССР. - 1974. Т. 217. - № 2. - С. 405-409.

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. АН. Сер. географическая. - 2004. - №1. - С. 7-25.

Величко А.А., Нечаев В.П., Морозова Т.Д., Тимирёва С.Н., Панин П.Г. Новые данные по строению лессово-почвенно-криогенной формации вблизи северной границы её расположения на Восточно-Европейской равнине // Квартер - 2005, Мат. IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Сыктывкар. - 2005. - С. 66-68.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и позднем плейстоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2005. - Т. 13. - №2. - С. 84-102.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Панин П.Г. Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов // Изв. РАН, сер. географ. - 2007. - № 2. - С. 44-54.

Морозова Т.Д., Градусов Б.П., Чижилова Н.П. Минералогические особенности и микростроение ископаемых лесных почв // Почвоведение 1979, №6, С. 31-41.

Чижилова Н.П., Панин П.Г. Информативность тонкодисперсной части палеопочв и лёссов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // М.: Бюл. Почвенного Института им. В.В. Докучаева. - 2007. - Вып. 59. - С. 28-41.

Чижикова Н.П., Морозова Т.Д., Панин П.Г. Минералогический состав тонкодисперсной части и микроморфология палеопочв и лёссов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. - 2007. - №12. - С. 1500-1512.

Чижикова Н.П., Панин П.Г. Тонкопылеватая фракция палеопочв и лёссов – память о былых процессах // М.: Бюл. Почвенного Института им. В.В. Докучаева. - 2008. - Вып. 61. - С. 21-34.

Chizhikova N.P. Gradusov B.P. Mineral composition of the fine-dispersed fraction of loess and soil processes developed in them. // Geojournal. V 36. 2|3. 1995 p 176-186.

Velichko A.A., Dlussky K.G., Morozova T.D., Nechaev V.P., Gribchenko Yu.N., Semenov V.V. The Gololobovo section. Loess-soil-cryogenic formations of the Moskva-Oka plain // Loess and paleoenvironment. - 2003. Abstracts and field excursion guidebook. - p. 97-106.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО ПЛАТО ПО КОМПЛЕКСАМ ФОРАМИНИФЕР И МАТЕРИАЛУ ЛЕДОВОГО РАЗНОСА

Н.О. Чистякова¹, Е.Е. Талденкова¹, А.Н. Колесник², О.Н. Колесник²

¹Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Географический факультет, Москва, chistyakova_no@mail.ru, etaldenkova@mail.ru

²Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, aiaks1986@mail.ru, zeya1985.2008@mail.ru

RECONSTRUCTRION OF THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE SEDIMENTARY ENVIRONMENTS IN THE SOUTHERN PART OF THE CHUKCHI PLATEAU INFERRED FROM FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES AND IRD DATA

N.O. Chistyakova¹, E.E. Taldenkova¹, A.N. Kolesnik², O.N. Kolesnik²

¹Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow

²Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok

Для реконструкции позднеплейстоцен-голоценовой истории развития района исследования нами начато изучение морских осадков колонки НСГ-14, длиной 200 см, поднятой в южной части Чукотского плато с глубины 602 м (76°37' с.ш., 163°59' з.д.). Проводится количественный и качественный анализ комплексов планктонных и бентосных фораминифер, прослеживание видов-маркеров определенных палеоусловий и смены комплексов микрофоссилий. Ведется подсчет материала ледового разноса во фракции >500 мкм. Ранее в колонке были определены вариации значений цветности в RGB-диапазоне и яркости в результате фотографирования осадков в особых, приближенных к студийным условиям (Колесник и др., 2016).

Чукотское море и примыкающая часть Арктического бассейна отличаются от других арктических морей незначительным речным стоком и притоком теплых тихоокеанских вод. Влияние последних прекращалось в периоды оледенений при падении уровня моря и осушении Берингова пролива. Вдоль континентального склона на глубинах 200-600 м в регион проникают относительно теплые и соленые трансформированные атлантические воды, распространяющиеся в пределы моря по Чукотскому желобу. Взаимодействие этих водных масс наряду с общими климатическими изменениями оказывает влияние на поверхностную биопродуктивность, размеры ледового покрова, привнос биогенов в подповерхностном слое и прочие факторы, определяющие состав сообществ морских планктонных и бентосных организмов.

Корреляция с опубликованными результатами по соседним колонкам (Yamamoto, Polyak 2009; Polyak et al., 2004; Zhang et al., 2015), а также с данными определения цветности осадка в нашей колонке (Колесник и др., 2016) позволяет интерпретировать наши предварительные результаты двояко и оценить возраст осадков колонки соответствующим либо последним пяти, либо последним трем морским изотопным стадиям (МИС).

Изучение образцов сухого промытого осадка колонки с разрешением 5-10 см (во фракции >125 мкм для определения состава микрофауны и во фракции > 500 мкм для подсчета минеральных зерен) позволяет выделить несколько интервалов, резко различающихся по содержанию фораминифер и терригенного материала:

интервал 200-160 см характеризуется присутствием терригенного материала ледового и айсбергового разноса (IRD), но практически полностью лишен фоссилий;

интервал 160-120 см выделяется большим количеством IRD, резким увеличением количества бентосных фораминифер и максимально высоким содержанием планктонных фораминифер. Возможно, соответствует МИС 3 или МИС 5;

интервал 120-80 см характеризуется низким содержанием IRD, а также присутствием микрофауны в крайне малых количествах. Вероятно, данные осадки накапливались в условиях оледенения с плотным ледовым покровом (МИС 2 или МИС 4);

интервал 80-40 см отличается максимальным содержанием IRD, небольшим количеством планктонных и единичными бентосными фораминиферами, что говорит об активном образовании айсбергов в эпоху роста последнего оледенения (МИС 2) или в начале последней дегляциации;

интервал 40-20 см характеризуется сокращением количества IRD и микрофоссилий, указывающими на осадконакопление в неблагоприятных условиях максимума последнего оледенения (LGM), либо позднего дриаса;

интервал 0-20 см отмечен ростом материала ледового разноса, количества планктонной микрофауны и максимальным содержанием бентосных фораминифер в осадке, что характерно для благоприятных условий осадконакопления с высоким содержанием органики во время дегляциации и голоцена.

Среди планктонных фораминифер преобладает холодноводный вид *Neoglobobulimina pachyderma sinistral*, типичный для арктических морей. Среди бентосных фораминифер доминирует вид *Cassidulina neoteretis* (до 73%), являющийся маркером вод атлантического происхождения и свидетельствующий об их активном поступлении в район Чукотского плато в периоды межледниковий. Достаточно высокое содержание вида *Oridorsalis tener* (до 17%) ниже 120 см свидетельствует об условиях с низким содержанием питательных веществ в этом интервале (Mackensen et al., 1985), а высокое содержание вида *Stetsonia horvathi* во фракции 63-125 мкм указывает на наличие постоянного ледового покрова (Wollenburg and Mackensen 1998) в данном районе.

Исследование выполняется при поддержке проектов РФФИ 16-35-50133 и 15-05-05680.

Список литературы:

Колесник А.Н., Колесник О.Н., Талденкова Е.Е., Вологина Е.Г., Чистякова Н.О. Позднеплейстоцен-голоценовые условия осадконакопления в восточной части Северного Ледовитого океана по результатам комплексного изучения колонок донных осадков Чукотского плато // Материалы 15-й молодежной конференции с элементами научной школы "Географические и геоэкологические исследования на Дальнем Востоке". - Владивосток - 2016. - в печати.

Mackensen A., Sejrup H.P., Jansen J. The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southeast Norway // Marine Micropaleontology. - 1985, - 9, - P. 275-306.

Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. - 2004, - 203, - P. 73-93.

Wollenburg J., Mackensen A. Living benthic foraminifera from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity // Marine Micropaleontology. - 1998. - V. 34, - № 3-4, - P. 153-185.

Yamamoto M., Polyak L. Changes in terrestrial organic matter input to the Mendeleev Ridge, western Arctic Ocean, during the Late Quaternary // Global and Planetary Change. 2009. V. 686 - №1-26 - P. 30-37.

Zhang T., Wang R., Xiao W., Chen Zh., Chen J., Cheng Zh., Syn Y. Ice rafting history and paleoceanographic reconstructions of Core 08P23 from Southern Chukchi Plateau, western Arctic Ocean since Marine Isotope Stage 3 // Acta Oceanologica Sinica, - 2015. - Vol.34, - №3, - P. 68-75.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРОЛИВА ФРАМА НА ОСНОВЕ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Н.О. Чистякова¹, Е.Е. Талденкова¹, Я.С. Овсепян², А.Ю. Степанова³

¹Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Географический факультет, Москва, chistyakova_no@mail.ru, etaldenkova@mail.ru

²Геологический институт (ГИН РАН), Москва, yaovsepyan@yandex.ru

³A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США, a.yu.stepanova@gmail.com

POSTGLACIAL ENVIRONMENTAL HISTORY OF THE EASTERN FRAM STRAIT BASED ON MICROPALAEONTOLOGICAL DATA

N.O. Chistyakova¹, E.E. Taldenkova¹, Ya.S. Ovsepyan², A.Yu. Stepanova³

¹Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow

²Geological Institute RAS, Moscow, Russia; Moscow, Russia

³Texas A&M University, College Station, USA

Детальная реконструкция позднеплейстоцен-голоценовой истории развития восточной части пролива Фрама основана на изучении состава ископаемых микрофоссилий (комплексов бентосных фораминифер и остракод) в морских осадках AMS-¹⁴C датированной колонки MSM5/5-723-2 (79°09.66 с.ш., 5°20.27 в.д., гл. моря 1359 м; рис. 1). Колонка расположена на западном континентальном склоне Шпицбергена, непосредственно под современной траекторией распространения атлантических вод с Западно-Шпицбергенским течением и вблизи как древних ледниковых щитов, так и современной зимней границы ледового покрова. Вариации палеоусловий в данном районе обусловлены влиянием атлантической водной массы, разрушением ледниковых щитов, привнесом талых ледниковых вод, распространением полярных поверхностных вод и изменением площади ледового покрова.

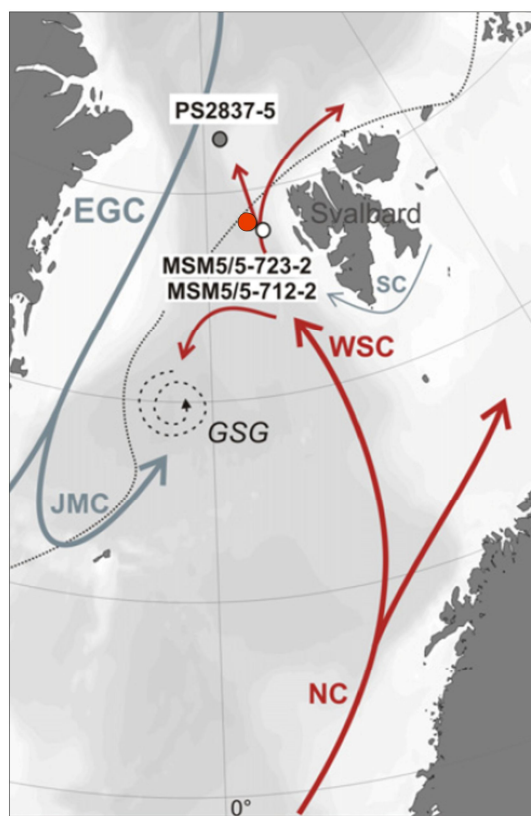


Рис. 1. Расположение колонки MSM5/5-732-2, отмеченное красным кружком, и современная океанологическая обстановка в проливе Фрама (рисунок заимствован из статьи Müller et al., 2012).

Красными стрелками показано направление распространения атлантических вод: NC - Норвежское течение, WSC – Западно-Шпицбергенское течение. Серыми стрелками показано распространение полярных вод и экспорта льда: EGC – Восточно-Гренландское течение, JMC - Ян-Майенское течение, SC –Соркаппское течение. Серая пунктирная линия показывает современную границу льдов. GSG – круговорот Гренландского моря.

Общая длина колонки составляет 953 см, но нами изучены осадки в интервале 0-677 см, который охватывает последние 18,5 тыс. лет. Наши данные по бентосным комплексам скоррелированы с данными по планктонным фораминиферам, литологии и материалу ледового разноса, а также с опубликованными комплексными результатами изучения соседней колонки (Müller et al., 2012; Müller, Stein, 2014; Werner et al., 2013, 2015; Aagaard-Sørensen et al., 2014) и другими опубликованными данными из района исследования.

На основании изменения численности, потока, видового разнообразия бентосных фораминифер и относительного процентного содержания видов вниз по разрезу колонки выделены их основные комплексы.

Наиболее выраженные изменения состава бентосных фораминифер отмечены на границе дегляциация/голоцен 11.5 кал. тыс. л.н. Несмотря на некоторую временную изменчивость, для дегляциального комплекса древнее 11.5 кал.тыс.л.н. характерно низкое видовое разнообразие и доминирование одного вида *Cassidulina neoteretis*. Этот вид был многочисленен на промежуточных глубинах континентального склона во время активного поступления материала ледового разноса и широкого развития ледового покрова в сочетании со стратификацией водной толщи, вызванной притоком талых вод, и подповерхностным притоком атлантических вод. В наших образцах не встречены тепловодные т.н. “атлантические виды” (маркеры атлантических вод), которые поступали с подповерхностными атлантическими водами ниже полярных поверхностных вод во время события Хайнриха 1 в район 76°с.ш. (Rasmussen et al., 2007). Вероятно, севернее они не проникали.

Несколько иной комплекс существовал в самом начале исследованного временного интервала 18-18.5 кал. тыс. л.н. Он отражал условия присущие последнему ледниковому максимуму, которые были ранее описаны Rasmussen et al. (2007) как период с высокой продуктивностью, сезонно свободными ото льда условиями с притоком прохладных атлантических вод на поверхности и многочисленными айсбергами. По данным этих исследователей, атлантические воды занимали всю водную толщу до глубин 1500 м. Высокая общая численность бентосных фораминифер в этом комплексе предполагает высокую биопродуктивность в сезонно свободных ото льда водах и отсутствие стратификации, препятствовавшей проникновению питательных веществ в придонные воды. Этот комплекс достаточно разнообразный в видовом отношении и содержит виды, которые отсутствуют в дегляциальной части разреза, но появляются в голоцене (*Oridorsalis umbonatus*, *Pullenia bulloides*), а также виды, которые нигде больше не встречаются (*Bulimina aculeata*).

Около 11.5-12.3 кал. тыс. л.н. выделен переходный комплекс, в котором доминируют виды, характерные для арктических шельфов и верхних частей континентального склона (*Cassidulina reniforme*, *Elphidium* spp., *Melonis barleeanus*, *Nonion labradoricum*) с холодными, мутными и стратифицированными водами, высокими скоростями седиментации, мощным ледовым покровом и сезонными всплесками продуктивности, в основном привязанными к цветению ледовых водорослей. Уменьшение процентного содержания *C. neoteretis* и первое появление глубоководных эпибентосных видов *Cibicidoides wuellerstorfi* и *O. umbonatus* свидетельствует об уменьшении влияния талых вод и постепенном нарастании глубинной конвекции. Изменения численности и состава фораминифер, а именно, их увеличение 11.7-12 кал. тыс. л.н., в то самое время, когда материал ледового разноса практически исчезает, и последующее уменьшение 11.5-11.7 кал. тыс. л.н. схожа с так называемой «пребореальной осцилляцией», т.е. климатической нестабильностью в начале голоцена (Rasmussen et al., 2012, 2014). Однако в нашей колонке возраст этого события несколько древнее, чем в классическом случае (10.8-11.3 кал. тыс. л.н.). Во многих региональных исследованиях первоначальная стадия потепления выражена резким ростом численности *Nonionellina labradorica* (*N. labradoricum*) (Rasmussen et al., 2012), что отмечено и в нашем случае. Возможно, в это время арктический фронт был расположен вблизи места взятия колонки.

Раннеголоценовый межледниковый комплекс (11.5-5.7 кал. тыс. л.н.) отличается резким изменением состава, а именно – переходом к доминированию двух видов, *C. wuellerstorfi* и *O. umbonatus*. Это свидетельствует о прекращении притока талых ледниковых вод и о начале глубинной термохалинной конвекции (Atlantic Meridional Overturning Circulation – АМОС), что говорит о поступлении теплых и соленых атлантических вод на поверхность, теплоотдачу и образование холодных, хорошо аэрированных арктических промежуточных вод. Примечательно, что значительное ослабление АМОС имело место между 8.6 и 8 кал. тыс. л.н.: возможно, это связано с событием похолодания 8.2 кал. тыс. л.н. Раннеголоценовый термический оптимум и высокая продуктивность косвенно подтверждается высоким потоком бентосных фораминифер и высоким процентным содержанием фитодетритного вида *Epistominella exigua*.

Позднеголоценовый комплекс (5.7-0 кал. тыс. л.н.) свидетельствует о нарастающем похолодании (увеличение процентного содержания вида *Elphidium clavatum*), увеличении размеров ледового покрова и росте стратификации вследствие летнего таяния льда.

По сравнению с бентосными фораминиферами, остракоды в осадках колонки редки, и распределены спорадически. Однако в их составе и численности также отмечены некоторые изменения, скорее всего, связанные с теми же вариациями природных условий.

Наиболее явной является разница между дегляциальным комплексом с преобладанием двух групп видов, *Cytheropteron parahamatum* и различными видами рода *Polyscope*, и голоценовым комплексом, в котором эти виды отсутствуют. В Северном Ледовитом океане *Polyscope* характерны для промежуточных глубин в условиях малоподвижных, плохо вентилируемых вод во время ледниковых и стадийных периодов, когда расширявшийся галоклин заставлял трансформированные атлантические воды погружаться (Poirier et al., 2012). Мы предполагаем, что в районе исследованной колонки в проливе Фрама присутствие *Polyscope* во время дегляциации может отражать условия выраженной стратификации и присутствие атлантических вод в подповерхностном слое.

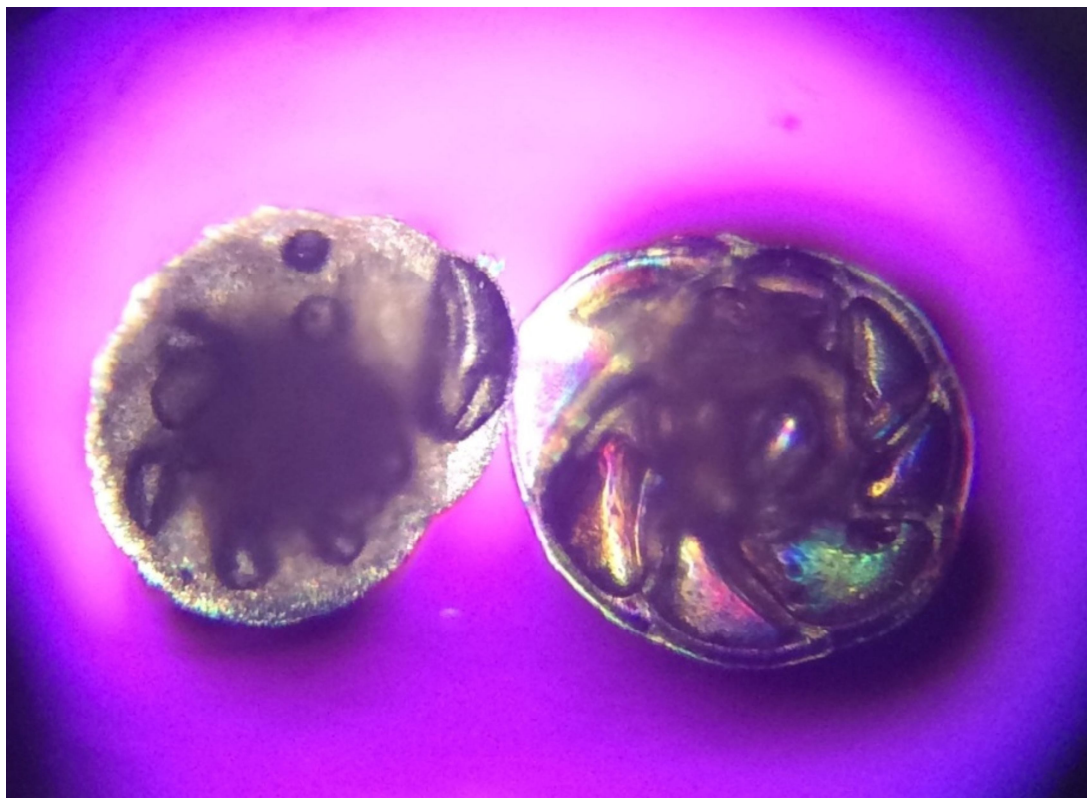


Рис. 2. Сравнение раковин под флуоресцентным светом. Слева показана структура явно зернистой стенки *Cassidulina neoteretis* физ колонки MSM5/5-723-2 (пролив Фрама); справа показана структура радиальной стенки *Islandiella norcrossi/helenae* из колонки PS51/154-11 (море Лаптевых).

Более таксономически разнообразный голоценовый комплекс характеризуется преобладанием *Krithe* sp. и различных видов рода *Cytheropteron*. Он соответствует обстановкам хорошо вентилируемых глубинных вод благодаря существованию АМОС.

Мы разрешили таксономическую проблему, касающуюся определения двух важных для палеореконструкций видов, *Cassidulina neoteretis* и *Islandiella norcrossi/helenae*. Точная идентификация этих видов затруднена, в особенности, во фракции 63-125 микрон. Оба вида имеют сходные округлые линзовидные прозрачные раковины, однако, наиболее важным является устье и структура стенки. Из-за того, что последняя камера часто разрушена, обычно трудно отличить свободный язык *Islandiella* и удлиненную устьевую губу, параллельную краю *Cassidulina*. Проблемные раковины чистились ультразвуком, измельчались и исследовались под флуоресцентным светом. Все они показали явно выраженную зернистую структуру *Cassidulina*, а не радиальную структуру *Islandiella* (рис. 2) (Feyling-Hanssen, Buzas, 1976; Rodrigues et al., 1980). Поэтому, явно зернистые раковины с очень маленьким устьем из фракции 63-125 мкм были отнесены к ювенильным экземплярам *Cassidulina neoteretis*. Мы заключили, что осадки колонки MSM5/5-723-2 из пролива Фрама не содержат раковин *Islandiella*, которые были многочисленны в ранее изученных нами колонках из моря Лаптевых.

Список литературы:

Aagaard-Sørensen S., Husum K., Werner K., et al. A Late Glacial-Early Holocene multiproxy record from the eastern Fram Strait, North Atlantic // *Marine Geology*, - 355, - P. 15-26.

Feyling-Hanssen R.W., Buzas M.A. Emendation of *Cassidulina* and *Islandiella helenae* new species // *Journal of Foraminiferal Research*. - 1976. - V. 6. - №2. - P.154–158.

Müller, J., Stein, R. High-resolution record of late glacial and deglacial sea ice changes in Fram Strait corroborates ice-ocean interactions during abrupt climate shifts // *Earth Planet. Sci.* - 2014, - 403, P. 446-455.

Müller J., Werner, K., Stein, R., et al. Holocene cooling culminates in sea ice oscillations in Fram Strait // *Quaternary Science Review*, - 2012, - V.47, - P.1-14.

Poirier R.K., Cronin T.M., Briggs W.M.Jr., Lockwood R. Central Arctic paleoceanography for the last 50 kyr based on ostracode faunal assemblages // *Marine Micropaleontology*, - 2012. - 88-89, - P. 65-76.

Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Skirbekk, K., et al. Spatial and temporal distribution of Holocene temperature maxima in the northern Nordic seas: interplay of Atlantic-, Arctic- and polar water masses // *Quaternary Science Review*, - 2014 - 92, - P. 280-291.

Rasmussen, T.L., Forwick, M., Mackensen, A. Reconstruction of inflow of Atlantic Water to Isfjorden, Svalbard during the Holocene: correlation to climate and seasonality // *Marine Micropaleontology*, - 2012, - 94-95, - P. 80-90.

Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Ślubowska M.A., et al. Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,000 ¹⁴C yr BP // *Quaternary Research*, - 2007, - 67, - P.100-114.

Rodrigues C., Hooper K., Jones P., The apertural structures of *Islandiella* and *Cassidulina* // *Journal of Foraminiferal Research*. - 1980. - V.10, - №1, - P.48–60.

Werner, K., Müller, J., Husum, K., et al. Holocene sea subsurface and surface water masses in the Fram Strait - comparisons of temperature and sea-ice reconstructions // *PAST Gateways Special Issue (JQSR_4428)*, *Quaternary Science Review*, - 2015, - doi:10.1016/j.quascirev.2015.09.007

Werner, K., Spielhagen, R.F., Bauch, D., et al. Atlantic Water advection versus sea-ice advances in the eastern Fram Strait during the last 9 ka: Multiproxy evidence for a two-phase Holocene // *Paleoceanography*, - 2013, - 28, P.1-13

**О ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННОМ ХАРАКТЕРЕ УСКОРЕНИЯ
ВПАДИНООБРАЗОВАНИЯ НА ВОСТОКЕ АЗИИ
ПО РАДИОУГЛЕРОДНЫМ ДАННЫМ**

В.П. Чичагов

Институт географии РАН, Москва, Россия, chichagov@mail.ru

**ON THE COMBINED NATURAL AND ANTHROPOGENIC ACCELERATION
OF BASIN FORMATION IN THE EAST OF ASIA ACCORDING
TO THE RADIOCARBON DATA**

V.P. Chichagov

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Анализ геологических, геофизических, климатических, гидрологических и геоморфологических материалов, а также данных по цикличности проявления природных процессов и осадконакопления в восточных районах Азии показывает, что с позднего плейстоцена на протяжении голоцена происходит увеличение напряженности геодинамических и экзодинамических процессов, причем их максимальное ускорение приходится на современную эпоху, особенно на последнее столетие. Увеличиваются амплитуды и скорости дифференцированных современных тектонических движений. Побережья окраинных морей расчленяются системами впадин. На мелководьях эпиконтинентальных морей на протяжении последних десятков лет закладываются тектонические котловины. В зоне сочленения поднятий и впадин активизируются процессы современного трещинообразования. На отдельных участках мелководного шельфа проявляется современный вулканизм, фиксируется повышенная плотность теплового потока и интенсивное выделение газов. Некоторые заснувшие вулканы обнаруживают признаки увеличения тепловой активности. Усиливается сейсмоактивность территории (The Geodynamic..., 1986). Одновременно с этим активизируются основные экзогенные рельефообразующие процессы.

Геодинамические процессы в регионе проявляются на фоне действия тафрогенеза - деструктивного глубинного процесса, сопровождающегося утонением земной коры, увеличением плотности теплового потока, активизацией вулканических и сейсмических процессов. Его основное геоморфологическое следствие - образование многочисленных впадин разного генезиса и типа. Рассматриваемая территория Восточной Азии расположена к востоку от линии, соединяющей юго-западную окраину Охотского моря с Индокитаем, и представляет собой область преобладающего развития впадин. Среди них намечаются морфоструктуры, по крайней мере пяти порядков. Наиболее крупные приурочены к континентально-океанической шовной зоне Монголо-Охотского пояса и некоторым другим субширотным геотектурам. Впадины второго порядка представлены котловинами Охотского, Японского, Желтого, Восточно- и Южно-Китайского окраинных морей. Впадины третьего порядка типа Сычуаньской и Чанша формируются в зоне перехода от континента к океану. Впадины четвертого порядка - крупные линейные рифтогенные образования значительной протяженности: рифтовые долины рек Красной, Нижнего Меконга, Амноккана, Имджинкана, Нактонгана, Цусимы и др. Впадины пятого порядка имеют незначительные размеры и формируются в береговой зоне окраинных морей. В целом для перечисленных впадин характерны сложная мозаичная блоковая внутренняя структура, многочисленные проявления современного, голоценового и новейшего вулканизма, активизация поднятия гранитных массивов, активная перестройка гидросети и деструкция рельефа предгорий.

Целью работы является рассмотрение проявлений современных дифференцированных тектонических движений по радиоуглеродным данным. Анализ данных по глубинному строению территории Северо-Китайской равнины по положению кровли астеносферы, глубине залегания поверхности М, тепловому потоку и сейсмичности показывает, что современный рельеф равнины сформировался в процессе длительного унаследованного с мезозоя развития сложной

системы рифтовых впадин и образования эпиконтинентальной впадины Желтого и Восточно-Китайского морей (Tan Tjong Kie, 1978; Liu Guodong, 1987). Равнина служит западным континентальным продолжением некогда единой аллювиальной поверхности дна этих морей. В период последней максимальной позднеплейстоценовой регрессии 24-15 тыс. лет назад, в пределах равнины был сформирован достаточно устойчивый и разнообразный рельеф речных долин и равнинных междуречий, о чем свидетельствует широкое развитие вскрытых бурением погребенных почв. Для равнины в голоцене было характерно устойчивое активное накопление осадков, достигших в центральной части Бохайского залива мощности 30-40 м. На основании результатов палинологических исследований и данных радиоуглеродного датирования слоев торфа голоцен здесь подразделяется на ранний (10-7,5 тыс. лет назад), средний (7,5-2,5 тыс. лет назад) и поздний (последние 2,5 тыс. лет). По результатам радиоуглеродного датирования раковин из прибрежных отложений установлено положение прибрежной ракушняковой банки с возрастом 23,7-14,8 тыс. лет на современных глубинах 112-155 м. (Лю Дуншен, 1986). Судя по этим данным, голоценовая трансгрессия Восточно-Китайского моря распространялась с большой скоростью. Начавшись 12-10 тыс. лет назад от отметки около -150 м, она прошла до современного уровня почти за 5 тыс. лет на огромное расстояние по латерали - более 600 км.

О характере голоценовых тектонических движений можно судить по особенностям залегания отложений, возраст которых был определен по 200 датировкам ^{14}C (Geng Xiushan et al., 1987; Inventory..., 1987). По этим можно провести анализ высотного положения голоценовых отложений за 13 тыс. лет (табл. 1). Голоценовые отложения древнее 7 тыс. лет залегают в основном ниже уровня моря, с возрастом 7-5 тыс. лет - в нескольких метрах выше и ниже уровня моря, а 5 тыс. лет - преимущественно выше уровня моря.

Более точные сведения получены из анализа высотного положения горизонтов торфяников района Женьяна в дельте Янцзы (Li Congxian et al., 1987). На побережьях Желтого и Восточно-Китайского морей широко распространены торфяники шести возрастных генераций. Поскольку каждый из горизонтов формировался на высоте, близкой к уровню моря, его современное высотное положение может служить показателем амплитуды современных тектонических движений (табл. 2).

Высоты торфяников с возрастом более 10 тыс. лет показывают неустойчивую картину. Их положение в широком диапазоне глубин от +3 до -25 м скорее всего объясняется проявлением дифференцированных голоценовых движений и залеганием в эрозионных понижениях. Торфяники с возрастом от 10 тыс. до 5,5 тыс. лет залегают в интервале от -10 до +5 м, а моложе 5,5 тыс. лет - на высотах около 6 м.

Дополнительные сведения дает анализ скоростей современного осадконакопления в береговой зоне моря (Jiao Yaning, Fu Wenxia, 1987). Морские осадки в низовьях р. Ляохэ накапливались на протяжении позднего плейстоцена и голоцена с разными скоростями. Осадки с радиоуглеродным возрастом 39-22 тыс. лет, мощностью 35,9 м аккумулировались со средней скоростью 2,11 мм/год. Отложения с радиоуглеродным возрастом 10,8-9,0 тыс. лет, мощностью 45,7 м отлагались со средней скоростью 2,14 мм/год. Отложения с радиоуглеродным возрастом 8,5-7,5 тыс. лет, мощностью 18 м осаждались со средней скоростью 1,20 мм/год. Накопление отложений с радиоуглеродным возрастом 9,0-3,0 тыс. лет, мощностью 35,9 м шло со средней скоростью 5,98 мм/год.

Скорость осадконакопления в голоцене по сравнению с поздним плейстоценом возросла почти в три раза, что может быть связано с общей повышенной увлажненностью атлантического периода голоцена и активизацией тектонических поднятий Восточно-Маньчжурских гор (название гор применяется вслед за В.Г. Лебедевым, 1968).

Повышенным скоростям осадконакопления в окраинных морях соответствовали ускорявшиеся поднятия морских побережий. Скорости поднятий Ляодунского залива Желтого моря составляли (в мм/год): в раннем голоцене 11-12 тыс. лет назад - 0,78; 9,6 тыс. лет назад - 0,89; 8-9 тыс. лет назад - 2,37; 6,9 тыс. лет назад - 2,18; 6,5 тыс. лет назад - 1,02; 2,2 тыс. лет назад - 2,29 и 570 лет назад - 1,58. Таким образом, намечается тенденция ускорения поднятия северного побережья Желтого моря в современную эпоху почти до 3 мм/год.

Таблица 1

**Высотное положение голоценовых отложений Желтого
и Восточно-Китайского морей**

¹⁴ C возраст, тыс. лет	Современная глубина залегания, м	¹⁴ C возраст, тыс. лет	Современная гл- бина залегания, м
13-12	-56 ÷ -60	6-5	-3 ÷ +8
12-11	-8 ÷ -47	5-4	-1,5 ÷ +10
11-10	-1,4 ÷ -37	4-3	-1,3 ÷ +7
10-9	-16 ÷ -20	3-2	-1,5 ÷ +4
9-8	-0,05 ÷ -16	2-1	-0,5 ÷ +2,2
8-7	+3 ÷ -13	1	0 ÷ +0,5
7-6	-2 ÷ -4,5		

Таблица 2

**Высотное положение торфяников на побережье
Восточного Китая**

¹⁴ C возраст, лет	Абс. отметки кровли, м	¹⁴ C возраст, лет	Абс. отметка кровли, м
15000±200	-30	9670±150	-2,4
14650±400			
12900±270	-24,9	5560±117	+4,8
10885±200			
10380±350	-9,9	5380±120	+6,1
9670±150			

Побережья Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей характеризовались голоценовыми тектоническими поднятиями с еще большими скоростями. В дельте р. Янцзы скорости поднятия составляли 9,8 тыс. лет назад - 6,3 мм/год и 6 тыс. лет назад - 3,2 мм/год. Ход изменений скоростей от начала к середине голоцена был здесь обратным по сравнению с приведенными для бассейна Нижней Ляохэ. Аналогичным образом менялись скорости поднятия на побережье Южно-Китайского моря: 11 тыс. лет назад они составляли 9,85 мм/год, 8 тыс. лет назад - 6 мм/год и 6 тыс. лет назад - 2,6 мм/год.

Сходная картина наблюдается в распределении скоростей опускания. Северная часть Желтого моря в пределах зал. Бохайвань испытывает погружение на 0,7-1,3 мм/год. На побережье Восточно-Китайского моря, в Западном Гуандуне и в дельте р. Хуанцзын средние скорости погружения составляют 2,27, а максимальные - 8 мм/год. По данным сейсмической службы Китая (Yang Huairan, Chen Xiging, 1987), в западной части зал. Бохайвань инструментальными измерениями за 20 лет (с 1962 по 1982 г.) околнурен район интенсивного современного тектонического опускания с изменениями скоростей в -20 и -10 мм/год. Большие скорости опусканий - до 4 см/год отмечаются на севере дельты р. Янцзы. Участки современных опусканий в зал. Бохайвань имеют очертания неправильных овалов, в то время как на побережьях Восточно- и Южно-Китайского морей, Тайваньского пролива, современные тектонические впадины выражены в виде небольших грабен, заложенных перпендикулярно к береговой линии.

Приведенные данные подкрепляются результатами уровневых измерений. Неожиданно выявились значительные скорости современных тектонических поднятий на северо-восточном побережье зал. Бохайвань. Здесь, в районе г. Инкоу за 20 лет (с 1938 по 1958 г.) они составили 60 мм, т.е. происходили со скоростью 3 мм/год. За последующие 12 лет (с 1958 по 1970 г.) их амплитуда снова достигла 60 мм, а скорости соответственно увеличились до 5 мм/год. Этот район характеризуется аномальными значениями современных тектонических поднятий на побережье Желтого моря, где эти скорости имеют порядок 1-2 мм/год. Даже делая скидку на возможное совпадение усиления современных тектонических движений с пиками их циклов и отдельными аномально развивающимися структурами, все же нельзя не отметить устойчивую тенденцию ускорения дифференцированных современных тектонических движений.

Список литературы

- Лебедев В.Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1968. 338 с.
- Inventory of quaternary shorelines: Pacific and Indian region. Tokyo, 1987. 130 p.
- Geng Xiushan, Wang Yongji, Fu Minzuo. Holocene sea-level oscillations around Shandong Peninsula // Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China ocean press, 1987. P. 81-96.
- Jiao Yaning, Fu Wenxia. Sea-level changes and neotectonic movement in coastal area of Liaoning Province // Ibid. P. 72-80.
- Li Congxian, Chen Gang, Xu Guoqiang. Sea-level transgressive Coastal zones of China since Late Pleistocene // Ibid. P. 97-108.
- Liu Guodong. The Cenozoic rift system of the North China Plane // Tectonophysics. 1987. Vol. 133, N 3/4. P. 277-285.
- Tan Tjong Kie. Geodynamics and tectonic evolution of the Panxi rift // Tectonophysics. 1987. Vol. 133. N 3/4. P. 287-304.
- The Geodynamic map of China and adjacent seas. Beijing: China Ocean Press, 1986.
- Yang Huairan, Chen Xiqing. Quaternary transgressions, eustatic changes and movements in North of East China // Ibid. 1987. P. 9-25.
- Zhang Hunan. On the relationships of Holocene sea-level changes and seismisity with plate motion // Ibid. P. 169-181.
-

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОПОЧВ: КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ

О.А. Чичагова, В.П. Чичагов

Институт географии РАН, Москва, Россия, ochichag@gmail.com

RADIOCARBON CHRONOLOGY OF PALEOSOILS: CORRELATION OF THE LATE PLEISTOCENE DEPOSITS AND PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTIONS IN THE HOLOCENE

O.A. Chichagova, V.P. Chichagov

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

За последние десятилетия достигнуты большие успехи в применении радиоуглеродного метода датирования голоценовых и плейстоценовых ископаемых почв для уточнения геохронологической шкалы и проведения на ее основе корреляции природных рубежей голоцена и верхнего плейстоцена. По ^{14}C -данным подтверждены следующие реперные горизонты палеопочв позднего кайнозоя: конец микулинского межледниковья – крутицкая фаза лессово-почвенного комплекса с запредельным возрастом (>40 -55 тыс. л.н.); валдайский интерстадиал – брянская ископаемая почва (32-22 тыс. л.н.); позднеледниковые почвенные горизонты (17-12 тыс. л.н.); голоценовые палеопочвы (от 10 тыс. л.н. до современности). Исследование географии ^{14}C -возраста ископаемых почв брянского интерстадиала и его

эквивалентов дало возможность сопоставить во времени крупные события последней ледниковой эпохи в Европе и Северной Америке. Синхронность этих событий проявилась в формировании стратиграфически выдержанных в Северном полушарии почвенных горизонтов одного возраста (Чичагова, 1985, 2005). Использование последовательного ряда радиоуглеродных данных позволило А.А.Величко с соавторами (198) установить хронологию природно – климатических рубежей для позднего плейстоцена.

Исследования радиоуглеродного возраста и хронологии палеопочв, этапов их голоценовой эволюции в Прибалтике, в центре ЕТР и на востоке Монголии позволили осуществить корреляцию природных рубежей голоцена (Чичагова, 1992, 2005) (рис.1).

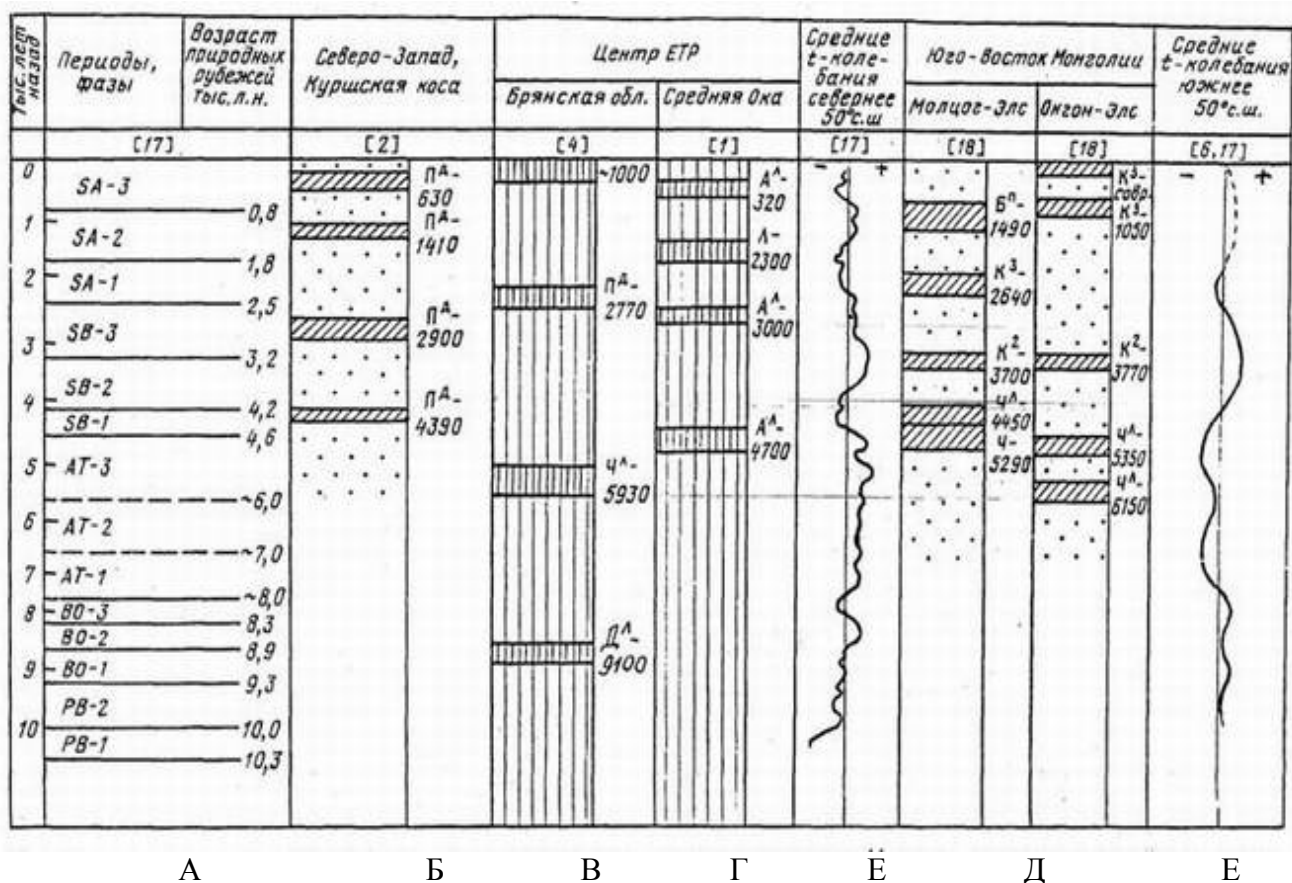


Рис. 1. Радиоуглеродная хронология палеопочв и этапов их голоценовой эволюции в Прибалтике, в центре ЕТР и на востоке Монголии, корреляция природных рубежей голоцена (по радиоуглеродным данным).

Обозначения:

Фазы периодов голоцена: SA – субатлантический – 1, 2, 3; SB – суббореальный – 1, 2, 3; AT – атлантический – 1, 2, 3; BO – борельный – 1, 2, 3; PB – предборельный – 1, 2.

Типы отложений и почвы:

1	2	3	4
.....	//////		

1 – песчаные отложения; 2 – гумусовый горизонт песчаной палеопочвы; 3 – суглинки; 4 – гумусовый горизонт суглинистой палеопочвы.

Обозначения почв: П^д – дерново-подзолистые; Л^д – дерново-луговые;

Ч – черноземовидные; Ч^л – черноземно-луговые; Л – луговые;

А – аллювиальные; А^л – лугово-аллювиальные; К² – каштановые;

К³ – темно-каштановые; Б^п – бурые пустынные.

Источники: А – Хотинский, 1987; Б – Александровский, Чичагова, 1980; В – Величко и др., 1984; Г – Александровский, 1983; Д – Чичагов, Чичагова, 1987; Е – Виппер и др., 1981.

Ход климатических изменений в этих регионах различен, и прямолинейная климатическая корреляция, очевидно, неприемлема. Однако, по мнению Н.А. Хотинского (1987), это не препятствует корреляции климатических рубежей голоцена по ^{14}C -датам, каждый из которых оказывается синхронным на огромных территориях.

^{14}C -данные, полученные нами для реликтовых темноцветных гумусовых горизонтов почв лессовых ополей Русской равнины, приуроченных к реликтовой криогенной морфоскульптуре (РКМ) (Величко и др., 1994) в пределах лесной и лесостепной зон, свидетельствуют о существовании в этих зонах стадии темноцветного почвообразования по крайней мере в течение второй половины атлантического периода (5-6 тыс. л. н.). Хорошая сходимость ^{14}C -дат по темноцветным горизонтам говорит о хорошей сохранности гумуса и достоверности дат для гуминовых кислот. Комплексные исследования (педолого-палеокриогенные, радиоуглеродные и спорово-пыльцевые) позволили провести палеореконструкции для этого времени и показать, что реликтовые гумусовые горизонты являются свидетелями существования луговых западных почв наряду с лесостепными почвами плакоров атлантического периода голоцена (Величко и др., 1984; Величко и др., 1992).

Для решения проблемы хронологии палеопочв и реконструкции истории формирования эолового рельефа Восточной Монголии в голоцене нами было изучено более 50 разрезов современных и ископаемых почв. В современном покрове изученной территории преобладают каштановые и бурые полупустынные, редко – черноземные почвы (Ногина, 1984). Среди голоценовых палеопочв – связнопесчаные черноземовидные, дерново-степные и сухостепные песчаные почвы. Сопоставляя дневные и погребенные почвы, мы пришли к выводу, что полной аналогии в морфологических свойствах между ними нет и, видимо, не может быть: мощность черноземовидных голоценовых супесчаных и связнопесчаных палеопочв в 2–3 раза превышает мощность современных черноземных и каштановых почв. Они беднее гумусом, глубоко выщелочены и освобождены не только от легкорастворимых солей, но и от карбонатов кальция. Мощность гумусового горизонта нижней связнопесчаной почвы, имеющей региональное развитие, составляет 0,4–0,6 м, иногда – до 0,8–1,5 м. В горизонте материнской породы встречаются иногда псевдофибры – горизонтальные железистые прослойки, говорящие либо о существовании ранее лесной стадии почвообразования, либо о былом (реликтовом) гидроморфизме. Более молодые почвы дерново-степного и сухостепного генезиса развиты локально и имеют гумусовый горизонт меньшей мощности – 20–30 см. В их горизонтах В и С реликты лесной стадии почвообразования не встречаются.

Из описания разрезов явствует, что как в пределах крупных песчаных массивов, так и мелких эоловых форм – представителей типа рассеянного эолового рельефообразования – существуют серии погребенных палеопочв, сходные по генезису и типу почвообразования.

Однако палеопочвы крупных массивов (Молцог-Элс) имеют большую мощность, представлены наиболее полно – пятью генерациями и всеми горизонтами. В пределах мелких эоловых форм, в частности материковых дюн, профили палеопочв сокращены, а их отдельные генерации и горизонты могут выпадать. Но весьма важным, по нашему мнению, является то, что те и другие палеопочвы имеют принципиально сходное строение, формировались в пределах одних отрезков времени и отражают этапы изменения палеогеографических условий в голоцене. Приведенные разрезы палеопочв в эоловых песках являются типичными для Восточной Монголии. Их морфологические характеристики, состав, свойства и радиоуглеродный возраст гумуса сходны. Нижняя палеопочва имеет региональное развитие и может служить устойчивым репером при изучении строения эоловых отложений. Верхние палеопочвы хуже выдержаны по простиранию, но и они постоянно встречаются в песчаных разрезах.

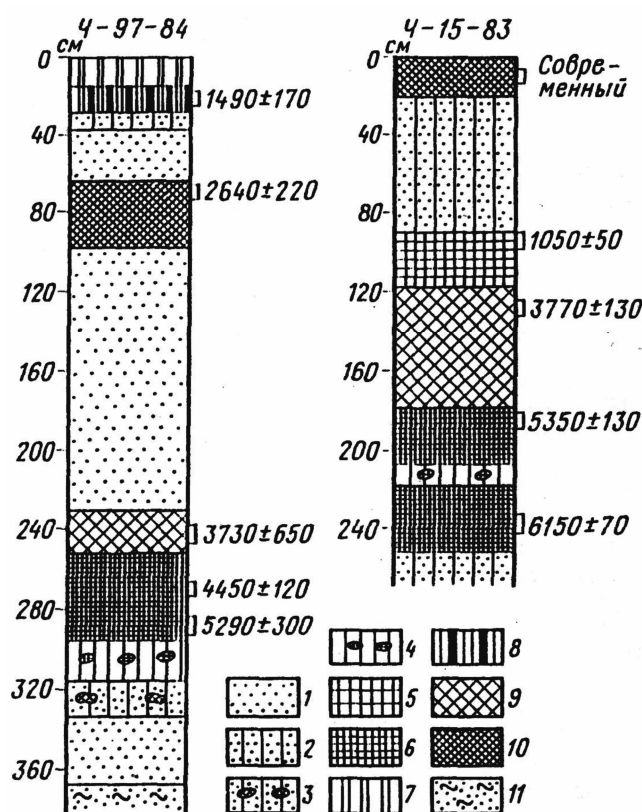


Рис. 2. Разрезы песчаных эоловых отложений с погребенными почвами: 1 – песок эоловый, 2 – песок с признаками иллювирования гумуса, 3 – песок с линзами гумусового горизонта, 4 – песок с псевдофибрами. Гумусовые горизонты палеопочв – аналогов: 5 – черноземовидной выщелочной, 6 – черноземовидной, 7 – бурой полупустынной, 8 – бурой пустынно-степной, 9 – светло-каштановой, 10 – темно-каштановой, 11 – иллювиальный горизонт с кротовинами. Цифры справа – радиоуглеродный возраст, л.н.

Анализ особенностей строения, содержания и состава гумуса палеопочв (табл.1 и 2), сопоставление их с аналогами в современном почвенном покрове позволяют наметить определенные различия в типах палеопочв и условиях их формирования. Нижняя, региональная палеопочва относится к типу глубокогумусированных связнопесчаных черноземовидных почв, сформировавшихся в атлантический период голоцена. Для нее характерен гуматный состав гумуса с соотношением $S_{гк}/S_{фк}=1,5-2$; радиоуглеродный возраст колеблется в разных разрезах от ~5 до 6 тыс. л.н. К этой почве приурочены находки неолитических орудий.

Палеоботанические, педологические и палеоклиматические реконструкции (Виппер и др., 1981) говорят о прохладном и влажном климате этого времени.

Палеопочвы с возрастом 3730 ± 650 , 3680 ± 50 и 3770 ± 130 л.н. (табл. 2) имеют фульватный состав гумуса, меньшее содержание углерода (см. табл. 1) и являются по морфологическим признакам аналогами светло-каштановых и бурых почв полупустынь.

Постепенное усиление аридизации и степени континентальности климата с кратковременными периодами похолодания и повышением увлажненности привело к формированию в Восточной Монголии в суббореале лесостепных ландшафтов современного типа с почвами, сходными с современными супесчаными каштановыми (Виппер и др., 1981, 1982).

Палеопочвы с возрастом 1050 ± 50 и 1490 ± 170 л.н. имеют фульватно-гуматный состав гумуса (см. табл. 1) и сходны с каштановыми почвами, формирующимися в теплых и сухих условиях. Несмотря на минимальный ^{14}C -возраст гумуса (Чичагова, 1985, 2005), изученные погребенные почвы могут быть отнесены к атлантическому (АТ), суббореальному (SB) и субатлантическому (SA) периодам голоцена (см. табл. 2).

Таблица 1

Состав и возраст гумуса палеопочв песчаных массивов Восточной Монголии

Разрез	Глубина, см	C, %	C _{гк} /C _{фк}	Лабораторный номер (ИГАН)	¹⁴ C-возраст, л.н.
Ч-15-83	90—100	0,88	1,06	560	1050±50
	120—130	0,26	0,25	593	3770±130
	180—190	1,04	0,89	558	5350±130
	230—240	0,55	1,5	557	6150±70
Ч-16-83	0—10	1,11	0,8	563	Современный
	50—60	0,43	0,28	561	3680±50
Ч-97-84	10—12	—	—	620	1490±170
	60—70	—	—	619	2640±220
	230—240	—	—	618	3730±650
	250—260	—	—	617	4830±150
	280—290	—	—	623	5290±300

Таблица 2

Радиоуглеродная хронология палеопочв Восточной Монголии

Периоды и стадии (по Н.А. Хотинскому, 1985)		Интервал, л.н.	Радиоуглеродный возраст, л.н.		
			Ч-15-83	Ч-16-83	Ч-97-84
SA	SA-3	800	—	Современный	—
	SA-2	800—1800	1050±60	—	1490±170
	SA-1	1800—2500	—	—	—
SB	SB-3	2500—3200	—	—	2640±170
	SB-2	3200—4200	3770±130	3680±50	3730±650
	SB-1	4200—4600	—	—	—
AT	AT-3	4600—6000	5350±130	—	4830±150
					5290±300
	AT-2	6000—7000	6150±70	—	—
	AT-1	7000—8000	—	—	—

Характер палеопочв, свойства и радиоуглеродный возраст их гумуса и обильные находки в них каменных орудий неолита, бронзового и железного века, подобных описанным Л. Доржем (1971), — все это в комплексе дает согласованную и достаточно аргументированную характеристику палеопочв. Все они в своем развитии связаны развитыми почвенными профилями, с хорошо читаемыми почвенными признаками в эоловых песках крупных и мелких эоловых форм рельефа — явление экстраординарное. Не менее поразительным является и устойчивая корреляция палеопочв по радиоуглеродному возрасту их гумуса в разных эоловых формах. Факт чередования погребенных почв с эоловыми песками позволяет полагать, что периоды развития палеопочв характеризовались затуханием эоловых процессов, а периоды формирования эоловых песков, разделяющих

палео-почвы, – усилением дефляции и соответствующей ей эоловой аккумуляции. Эоловые пески в течение среднего и позднего голоцена неоднократно погребали (засыпали) почвы и создали серии из 4–5 палеопочв, встреченных нами. Можно предположить, что формирование палеопочв происходило по следующей схеме: аккумуляция исходного песчаного материала – интенсивная дефляция – создание песчаных эоловых равнин – формирование региональной палеопочвы – интенсивная многократная дефляция (в том числе антропогенная) – многократная эоловая аккумуляция – формирование серии локальных палеопочв. Можно ожидать, что дальнейшие исследования выявят погребенные почвы другого возраста. Здесь важно отметить, что эоловые процессы в пределах исследуемых территорий одновременно вели к разрушению, общему снижению ее поверхности и к созданию положительных аккумулятивных эоловых форм рельефа смежных районов.

Весьма специфическим представляется формирование здесь обращенного песчаного рельефа. Так, на месте низкой пойменной равнины в долине р. Пра-Молцог был создан песчаный массив Молцог-Элс как достаточно крупная положительная форма эолового рельефа. Линейная дефляция выпала дефляционные ложбины вдоль периферии равнины, а площадная дефляция создала на ее поверхности крупнобугристый эоловый рельеф. Также на ровной поверхности суглинистой равнины межгорной впадины формируется наложенный дюнный эоловый рельеф, а в пределах эоловых дюн, в свою очередь, точно по их периметрам закладываются котловины выдувания.

Данные радиоуглеродного датирования гумуса погребенных палеопочв будто бы подтверждают 500- и 1000-летние циклы в изменении активности эоловых процессов, выделенные китайскими учеными (Лю Дуншэн и др., 1984). Собранные нами опросные данные о повторяемости наиболее сильных ураганов на территории Восточной Монголии со скоростями ветров более 20 м/с позволили наметить их 11–12-летний цикл. По-видимому, существуют промежуточные и более короткопериодические циклы. Не исключено, что 1980–1983 гг. характеризовались усилением ветровой деятельности. Следует обратить внимание на то, что прямых инструментальных наблюдений этих явлений пока нет, а собранных полевых материалов явно недостаточно для того, чтобы судить о масштабах, энергии и ходе эоловых процессов. Поэтому приходится привлекать косвенные данные, например о разрушительных последствиях ураганов в строении почвенного покрова. Устойчивость последнего к дефляции зависит от хозяйственной деятельности человека: была или не была территория распахана, насколько интенсивно ее растительный покров выбивался скотом, какие площади осваивались строительством и пр.

Аналогичную картину описывают А.Г. Гаель и Л.Н. Гумилев (1961) на степных песках Дона, придавая большое значение хозяйственной деятельности человека в изменении почвенного покрова. Когда климат в позднем голоцене (3–0,5 тыс. л.н.) стал более континентальным и человек в степной зоне перешел к кочевому скотоводческому хозяйству, дефляция заметно усилилась. В результате многократного и чрезмерного скотосбоя древние мощные черноземовидные связнопесчаные почвы были разрушены либо полностью, либо сохранились в погребенном состоянии. Прежний пологий рельеф осложнился буграми и котловинами выдувания.

Кочевники уходили, разбив песчаные пастбища, почвы зарастали, а на эоловом наносе формировались новые почвы, но уже не черноземовидные, а малогумусные дерново-степные супесчаные. Гумусовых горизонтов могло быть несколько соответственно сменам периодов усиленного скотосбоя и покоя. Для формирования каждого из них требуется 300–400 лет.

Таким образом, в формировании эолового рельефа, эоловых отложений и включенных в них разновозрастных палеопочв важную роль играли процессы дефляции, вызванные не только климатогенными, но и антропогенными факторами.

Давление антропогенного пресса на протяжении 6 тыс. лет все возрастало и продолжает особенно усиливаться в последние десятилетия, особенно в последние годы. В отдельных случаях движение песчаных форм и образование эолового рельефа, по-видимому, не только связаны с хозяйственной деятельностью человека, но и вызваны ею. Рельефообразующий

эффект антропогенного воздействия может значительно превышать естественный и сказываться на изменениях других природных условий: понижение уровня грунтовых вод, изменение продуктивности угодий и т. д.

Как видно из приведенных данных, именно палеопочвы содержат необходимую информацию о динамике и палеогеографии и эоловых песчаных массивов. В 1956 г. нам удалось наблюдать серии маломощных фрагментов погребенных почв в дефляционных котловинах юго-западной окраины Далай-Норской впадины в пределах Восточно-Монгольской эоловой провинции на территории Внутренней Монголии в КНР (Чичагов, 1964). Исследованиями китайских ученых были подробно изучены большие серии погребенных почв в пределах аридных и субаридных территорий Китая (Лю Дуншэн и др., 1984; 1985). Встреченные авторами в 1983–1985 гг. погребенные почвы в песчаных массивах юго-восточной части МНР могут увязать в дальнейшем данные по этим образованиям холодных гумидных районов Восточной Сибири и теплых гумидных районов Китая, влажнотропических территорий Юго-Восточной Азии и гумидных районов Австралии и Новой Зеландии и внести свой вклад в разработку проблемы корреляции голоценовых отложений западной окраины побережий Тихого океана.

Список литературы:

- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Проблема геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 6. С. 5-19.
- Величко А.А., Пичарева В.В., Морозова Т.Д. и др. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы, подходы к решению. // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005, С.64-66.
- Виппер П.Б., Дорофеев И.И., Метельцева Е.П., Соколовская В.Т. Палеогеография голоцена Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1981. Т. 30. № 1. С.71-74.
- Гаель А.Г., Гумилев Л. Н. Разновозрастные почвы на степных песках Дона и передвижение народов за исторический период // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. С. И-20.
- Дордж Д. Неолит Восточной Монголии. Улан-Батор: Изд-во АН МНР, 1971. 271 с.
- Дуншэн Лю. Успехи в изучении четвертичного периода Китая // Исследования четвертичного периода. Избр. докл XI Конгресса ИПКВА. М.: Наука, 1986. С. 53-64.
- Дуншэн Лю, Дун Гуанжун, Ап Чжилен. Природная обстановка пустынных и лёссовых областей Китая в четвертичное время // Четвертичная геология и геоморфология. Докл. 27-го Международ. геол. конгр. Секция С. 03. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 82-86.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 39-45.
- Чичагов В.П. Эволюция опустынивания Восточно-Монгольской равнины по палеогеографическим данным. // Степи Северной Евразии: Материалы IV Международного симпозиума, 2006 год, с.176-178.
- Чичагов В.П., Чичагова О.А. Радиоуглеродная хронология палеопочв и история формирования эолового рельефа Восточной Монголии в голоцене // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 61-67.
- Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст гумуса палеопочв и некоторые проблемы палеогеографии и геоэкологии // Почвоведение. 1992. № 12. С. 44 - 52.
- Чичагова О.А. Развитие идей И.П. Герасимова в области радиоуглеродных исследований // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (К 100-летию со дня рождения). М., КМК, 2005, с. 163-180.

О ГЕНЕЗИСЕ КЛИНОВИДНЫХ СТРУКТУР В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ СКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА (ОПОРНЫЙ УЧАСТОК «НИЗИНО»)

С.В. Шварев^{1,2}, А.А. Никонов², А.В.Русаков³

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, sergeyshvarev@mail.ru, shvarev@ifz.ru

²Институт физики Земли им.О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, nikonov@ifz.ru

³Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия, spp-06@mail.ru

ON THE GENESIS OF WEDGE-SHAPED STRUCTURES IN UNCONSOLIDATED SEDIMENTS IN THE SOUTH-EASTERN PERIPHERY OF THE SCANDINAVIAN ICE SHEET (THE "NIZINO" SITE CASE STUDY)

S. V. Shvarev^{1,2}, A. A. Nikonov², A.V. Rusakov³

¹Institute of geography RAS, Moscow, Russia

²Schmidt Institute of physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

³Saint-Petersburg state University, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg, Russia

Клиновидные структуры в рыхлых отложениях в ледниковых и перигляциальных зонах Русской равнины в литературе по палеогеографии однозначно трактуются как мерзлотные (псевдоморфозы по ледяным клиньям, изначально грунтовые жилы и др.) и считаются надежным маркером климатических условий. В 2002-2005 гг. на южном берегу Финского залива, в бортах обширного карьера близ дер. Низино была обнаружена и подробно изучена большая группа (более 10) сходных клиновидных структур, глубиной 1.5-4 м при ширине по верху 1-2.5 м. Участок стал опорным в этой части Приневской низменности. Отличительной особенностью группы клиновидных структур было их единое северо-западное простираие и заполнение нескольких из них сохранившимися фрагментами почвенного профиля, свидетельствующими об однократном раскрытии и быстром, по ряду признаков, моментальном, заполнении. Представительные материалы по трем клиньям с почвенными фрагментами и датировками в северной части карьера опубликованы (Никонов, Русаков, 2010; Русаков, Никонов, 2010; Никонов и др., 2005; Nikonov et al., 2006). В результате комплексного исследования структуры получили трактовку, как связанные с сильными сейсмическими событиями. Радиоуглеродное датирование гумусированных отложений показало возраст 10230 ¹⁴C л.н., 12400-11750 л.н. кал. (Никонов, Русаков, 2010).

Поскольку сильные землетрясения в перигляциальной области последнего Скандинавского ледникового покрова изучены недостаточно, хотя соответствующая литература теперь многочисленна, и в 2013 г. возникла дискуссия о генезисе самих деформационных структур. В 2014 г. было предпринято комплексное изучение структур с использованием геофизических и криологических методов для выявления возможных признаков мерзлотного происхождения, в частности, полигональности и криогенных трансформаций в составе отложений. Описанные ранее клинья в 2014 г. оказались затопленными грунтовыми водами, но в карьере, были найдены и изучены новые деформации: три крупные (глубиной свыше 3 м и шириной 0,7-1,0 м в верхней части) и одна небольшая клиновидные структуры, имеющие очевидное сходство друг с другом по внутреннему строению и соотношению с вмещающей толщей. Участникам обследования прийти к однозначному решению относительно генезиса этих форм не удалось; (Стрелецкая и др., 2015; Никонов и др., 2015), хотя полученные данные, предлагаемые в качестве доказательства мерзлотного происхождения (Стрелецкая и др., 2015), вызывают больше вопросов, чем дают ответы.

В настоящем сообщении приводятся вкратце дополнительные характеристики двух структур на восточном борту карьера по наблюдениям 2003 г., и подробнее рассматриваются материалы по клиньям на западном борту, полученные в 2014 г.

Структуры на восточном борту карьера (наблюдения 2003 г). Две клиновидные структуры на восточном борту карьера, к югу от главных структур на севере карьера с включениями фрагментов почвенных профилей, обследованные в 2003 г., здесь охарактеризованы впервые. В разрезе обнажена толща мелкозернистых песков с тонкой, параллельной слоистостью с гравийно-галечной покрывкой 0.25 м. Клинья проникают на глубину ≥ 1.5 м. Один из них, симметричный в поперечном профиле, шириной по верху 0.4 м., заполнен материалом покрывки, с отчетливой вертикальной ориентировкой удлиненных галек и линзочек гравия вдоль стенок клина. Обнаруженные признаки не позволяют допускать продолжительное, последовательное сваливание материала в раскрывшуюся полость, а, тем более, сползание его с бортов. Они объясняются только как результат разового, моментального заполнения раскрывшейся трещины материалом покрывки, прямо сверху вниз.

Другой клин поблизости в поперечном разрезе асимметричен, вверху, где ширина его 0.3 м, один из его бортов субвертикален, а противоположный ступенчато спускается в сторону оси клина. Нижняя часть клина шириной ≤ 0.05 м изогнута дугой, выступающей в южных румбах. Заполнение всего раскрытого пространства целиком мелкопесчаное, т.е. одинаковое с материалом вмещающей толщи, только вдоль вертикальной вверху южной стенки имеется полоска гальки с гравием и песком. Здесь также выводится одномоментное заполнение, причем высыпание с выбросом с северной стороны, а с юга до заполнения полости песчаным материалом успел свалиться только незначительный объем галечно-гравийной покрывки. Совершенно ясно, что здесь песок находился в рыхлом, сыпучем (не в промерзшем) состоянии, и импульс, создавший разрыв и открытую полость, был направлен с севера. Никаких признаков нахождения материала с боков и сверху в мерзлом состоянии, как и следов стекания материала вниз, как было бы при его таянии, не обнаруживается.

Структуры на западном борту карьера (наблюдения 2014 г). На борту карьера были вскрыты 3 хорошо выраженных клина с одинаковым северо-западным простиранием, шириной по верху 0,5-1 м и глубиной более 3 м и серия более мелких деформационных структур. Вкрест простирания клиньев на прилегающей территории были разбиты несколько георадарных и сейсмических профилей с целью восстановления пространственной структуры, а в самих клиньях и вмещающих их отложениях взяты пробы для проведения палеокриологического анализа. Следует отметить, что поиски признаков криогенной пространственной структуры с использованием геофизических методов не увенчались успехом: на фоне многочисленных мелких аномалий не было выделено каких-либо протяженных субвертикальных аномалий, трактуемых в качестве клиньев, тем более формирующих полигональную решетку. Во-вторых, полученные данные по палеомерзлотным условиям с использованием коэффициента криогенной контрастности (ККК) (Конищев В.Н., Рогов, 1994) показали весьма неоднозначный результат. Оказалось, что большая часть взятых образцов имеют показатели близкие или меньшие 1 (Стрелецкая и др., 2015), что не позволяет считать отложения, характеризуемые этим коэффициентом, подвергавшимися криогенным трансформациям в условиях многолетней мерзлоты. Этими значениями ККК обладают отложения, вмещающие клиновидные деформации. Напротив, значения ККК больше 1 свойственны заполняющим клинья осадкам. Таким образом, можно констатировать, что промерзание, по данным ККК, охватывало только верхнюю часть отложений, видимо, в слое сезонного промерзания-оттаивания, и связывать разрывы сплошности отложений, развитых ниже с суровостью климатических условий довольно рискованно.

Детальный анализ деформационных структур, включая форму самих клиньев, особенности вмещающих и заполняющих отложений, пликативных и дизъюнктивных дислокаций (рис. 1) дает больше оснований для подтверждений первоначальной точки зрения об их сейсмогенном характере. Весьма примечательно, что вновь обнаруженные клиновидные формы обладают общими признаками, объединяющими их друг с другом и с клиньями, обнаруженными ранее в других частях карьера:

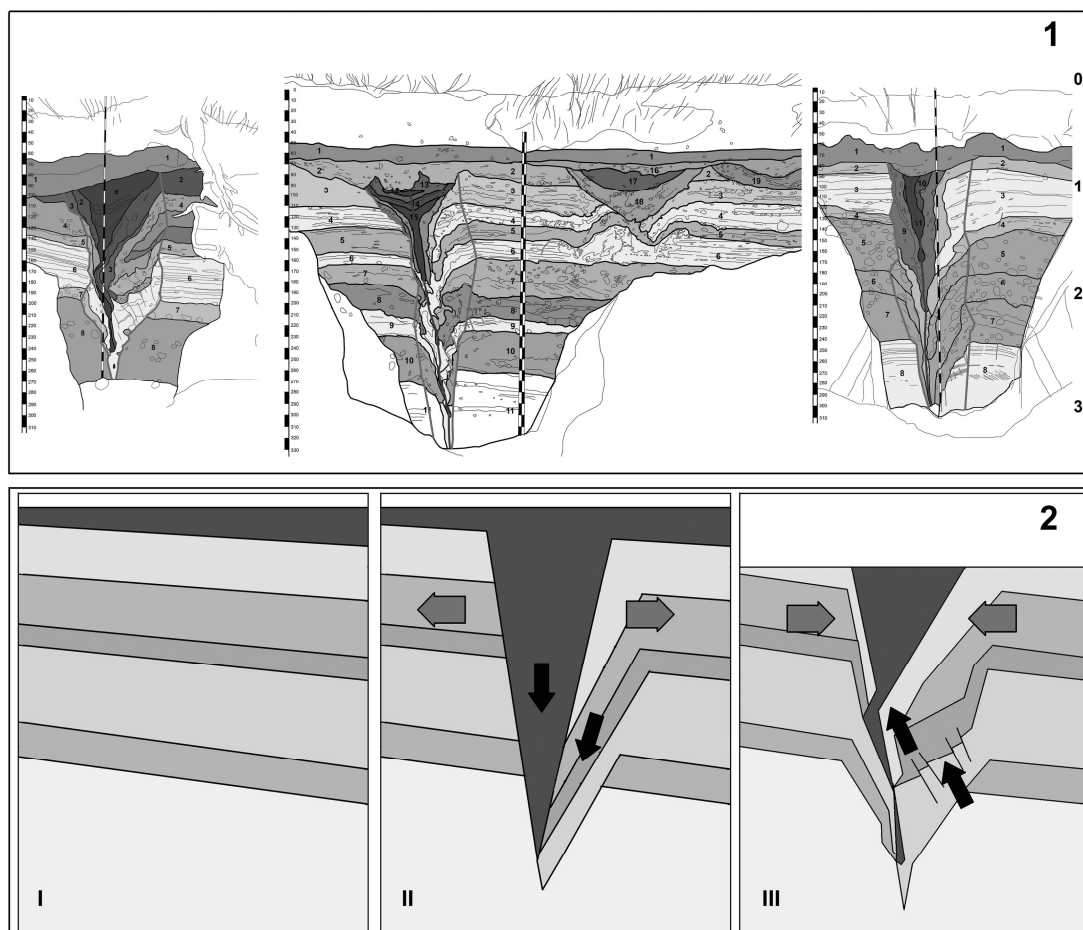


Рис. 1 - фрагмент 1 – Основные клиновидные формы на западном борту карьера, ориентировка разрезов ЮЗ-СВ; фрагмент 2 – схема образования клиньев и их заполнения в последовательности «растяжение – сжатие».

1. Простираие всех клиньев (включая крупные, глубиной свыше 3 м и мелких) колеблется в пределах $310-320^{\circ}$.
2. Клинья во всех изученных случаях асимметричны, что проявляется либо:
 - в наклоне (с падением плоскости клиньев на северо-восток);
 - в преимущественном одностороннем заваливании слоев песчано-гравийной вмещающей толщи в полость клина с северного борта с парагенетическим развитием разрывных нарушений на том же борту.
3. Во всех случаях с разрывами они представляют собой микровзбросы (с амплитудой в первые см) на фоне западения вниз внутрь клина слоев на десятки см, или сброса (единичного) с такой же амплитудой, что свидетельствует о последовательности событий: растяжение – раскрытие клина – заполнение с бортов с заваливанием или просадкой (единично по сбросу) – сжатие – закрытие клина с микровзбросами.
4. Взбросовые нарушения деформируют заваленные в полость клина слои вмещающих отложений, сопрягаясь с изгибами кровли заваленных слоев в сторону оси клина, а в одном из случаев – с пережимом и изгибом осевой части клина, т.е. они вторичны, по отношению к процессу заполнения клиньев.
5. Заполнение клиньев одномоментное для каждого клина и единовременное для основных крупных клиньев: нет следов многократного раскрытия и частичного заполнения.
6. Осевая часть всех клиньев заполнена единообразно супесчано-суглинистой гомогенной массой, проникшей в раскрытый клин на глубину от 0,8 до 1,8 м.
7. Проникновение супесчано-суглинистого материала в осевую часть клина осуществлено в состоянии частичного разжижения (затечно-капельвидная форма заполнения) и частичного обваливания (сохранность почвенных фрагментов).

8. Верхняя часть (супесчано-суглинистая) всех крупных клиньев срезана и несогласно перекрыта песчано-гравийным прослоем мощностью около 20 см.

Кроме клиновидных форм вмещающая толща имеет и ряд других деформаций, в частности, волнообразное смятие со следами внутрислойного разжижения и гомогенизации, а также единичные прорывы песков в вышележащие.

Исходя из общих закономерностей изученных разрезов, представляется следующая последовательность развития толщи с деформациями:

1. Регрессивное (судя по залеганию в нижней части тонкозернистых песков на не вскрытых ленточных глинах) накопление песчано-гравийно-галечного материала в процессе спуска озерно-ледникового водоема (Балтийского ледникового озера) в условиях береговой зоны и размыва ближайших флювиогляциальных (судя по крупности и хорошей окатанности переотложенного материала) возвышенностей.
2. В завершающую фазу накопления песчано-гравийной толщи – деформации верхних песчаных прослоев в интервале от поверхности до 1.5 м (а - частичное разуплотнение и гомогенизация слоистых песчаных отложений с просадкой галечных прослоев над зонами разуплотнения; б – образование косых клиньев с частичным разжижением и прорывов вверх грубозернистых песков).
3. По завершению накопления песчано-гравийной толщи – перемыв и отложение супесчано-суглинистого прослоя в условиях застойного (слабопроточного) водоема (по-видимому, пойменного генезиса).
4. Формирование почвенного профиля (темногумусово-глеевые почвы).
5. Внезапное раскрытие клиньев и тут же заполнение их материалом с бортов и из верхнего покровного горизонта (осевая часть клиньев); перемещение почвенных фрагментов в клинья (в перевернутом состоянии).
6. Формирование почв на супесчано-суглинистом субстрате в отдельных, не доверху заполненных изначально клиньях в нормальном залегании.
7. Осушение и формирование современного почвенного профиля дерново-подзолов альфегумусовых.

На основании региональных палеогеографических закономерностей и установленного абсолютного возраста для изученных в 2002-2005 гг. аналогичных структур, можно определить временные пределы формирования толщи и деформирующих её клиньев. Поскольку, по результатам проведенных ранее исследований нарушенную клиньями песчано-гравийно-галечную толщу подстилают озерно-ледниковые ленточные глины, то формирование самой толщи с деформациями, по-видимому, относится к последней фазе существования Балтийского ледникового озера (14000-10300 ^{14}C л.н.). Так как спуск озера был катастрофическим, то регрессивный разрез можно связать именно с этим временем. Таким образом, нижний временной рубеж можно датировать 10300 ^{14}C л.н. Верхний временной рубеж определяется по датировке переотложенных почв в клиньях (Никонов А.А. Русаков, 2010), показавшей возраст 10230 \pm 40 ^{14}C л.н., 12400-11750 л.н. кал. Следовательно, и формирование самой грубообломочной толщи и деформирующих её клиновидных структур укладывается в очень узкий временной диапазон 10300-10200 ^{14}C л.н., относящийся к позднему дриасу.

Суровые (субарктические) условия этого периода, по-видимому, способствовали промерзанию освободившейся от водного покрова толщи, по крайней мере, верхней её части (судя по показателям ККК), однако, даже если принять промерзание вмещающей толщи на всю мощность изученного разреза, тем не менее, клиновидные структуры, по ряду причин, не могут быть связаны с морозобойным растрескиванием или формированием ледяных жил и полигонального рельефа. Известны два механизма образования подобных структур: эпигенетическое и сингенетическое. Судя по очерченным выше палеогеографическим условиям и временным ограничениям, в качестве наиболее вероятного механизма выступает эпигенетическое промерзание. Однако мощность клиньев (более 3 м) и ширина в верхней части (0,5-1 м) слишком велика для эпигенетического генезиса. Более подходящим по

параметрам для этих клиновидных структур представляется сингенетическое промерзание, которое в современных условиях многолетней мерзлоты может обеспечивать формирование структур как подобных изученным, так и значительно больших размеров. Однако и здесь обнаруживаются трудно разрешимые противоречия: 1) отсутствие следов многократного промерзания-оттаивания-заполнения-накопления; 2) отсутствие следов давления жилы на борта в виде «задирания» слоев вверх (маловероятно, чтобы слои, в настоящее время опущенные вниз ранее были задраны вверх и изменили свое положение при вытаивании ледяной жилы без разрушения структурной целостности); 3) нарушение последовательности в режимах сжатия-растяжения, т.к. при формировании ледяной жилы должно быть сначала сжатие слоев, а потом, по мере протаивания – растяжение; в нашем варианте мы видим сначала растяжение (сбросы и/или заваливание слоев), а затем сжатие (микровзбросы на флангах клиньев, пережим осевой части клиньев с суглинистым заполнителем). Кроме того, очень узкий временной диапазон никак не отвечает необходимому для формирования мощных ледяных жил в ходе многолетнего режима замерзания-оттаивания.

Таким образом, непротиворечивым представляется сейсмогенный механизм образования клиновидных структур, который подтверждается основными особенностями, включающими:

- 1) единообразную ориентировку клиньев, соответствующую направлению разрывных структур в коренном субстрате в непосредственной близости от объекта исследований
- 2) единообразную внутреннюю структуру клиньев, их асимметричное строение;
- 3) единообразную последовательность деформаций вмещающей толщи, претерпевшей последовательно растяжение, а затем сжатие;
- 4) присутствующие местами элементы сейсмогенного разжижения (ликвифакция) в песчаных прослоях вмещающей толщи.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 14-04-00894.

Список литературы:

Никонов А.А. Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 1. С. 1-12.

Русаков А.В., Никонов А.А. Характеристика реликтовых позднеплейстоценовой и голоценовой почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 7. С. 1-13.

Никонов А.А., Русаков А.В., Коркка М.А., Спиридонова Е.А. Находка реликтовой раннеголоценовой почвы на южном побережье Финского залива и ее палеогеографическое значение // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 106-111.

Nikonov A.A., Rusakov A.V., Korkka M.A., Spiridonova E.A. The early Holocene buried soil into wedge structures on the southern flank of the Gulf of Finland and paleogeographic interpretation. The INQUA Peribaltic Group Field Symposium in Finland, September 11-15 2006. Abstracts. Edited by P. Johansson, J.P. Lunkka and P. Sarala. P. 30.

Стрелецкая И.Д., Стром А.Л., Корженков А.М., Шмелев Д.Г. Находка псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в Ленинградской области // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всеросс. Конфер. «VII Щукинские чтения». Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18–21 мая 2015 г.: Матер. конфер. М.: МАКС Пресс. С. 512-515.

Никонов А.А., Шварев С.В., Русаков А.В. Разрывные клиновидные образования в области поздневалдайского оледенения (Ленинградская область): феноменология и генезис в альтернативном рассмотрении // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Матер. Всеросс. научной конфер. «Марковские чтения 2015 года», посвященной 110-летию со дня рождения академика К.К. Маркова. Отв. ред. Н.С. Болиховская и Т.С. Ключиткина. М.: МГУ, 2015. С. 136-139.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: МГУ, 1994. 135 с.

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА
РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД ЧИРЧИК-
АХАНГАРАНСКОГО БАССЕЙНА**

М. Шерматов¹, У.К. Абдуназаров², А.Г. Стельмах²

¹Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан, job1775@mail.ru

²Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан,
stelmakhag@rambler.ru

**LOESS DEPOSITS OF VARIOUS GENETIC TYPES IN THE CHIRCHIK-
AKHANGARAN BASIN (UZBEKISTAN):**

A COMPARATIVE CHARACTERISTIC OF COMPOSITION

M. Shermatov¹, U.K. Abdunazarov², A.G. Stelmakh²

¹Institute of seismology of the Academy of Sciences of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan,

²National University of Uzbekistan named after Mirzo Ulugbek, Tashkent, Uzbekistan

Чирчик-Ахангаранский бассейн в физико-географическом отношении охватывает территорию Узбекистана, выделяемую в геологической литературе как Приташкентский район. Описываемый бассейн представляет собой предгорно-горную территорию, орошаемую водами рек Ахангарана, Чирчик и Келес. Горная часть региона состоит из хребтов Западного Тянь-Шаня (Угамский, Каржантауский, Пскемский, Сандалашский, Чаткальский и Кураминский) и разделяющих их долин Угама, Пскема, Чаткалала и Ахангарана.

Простираение хребтов района исследований имеет юго-западное направление. Эти хребты, сложенные в основном сильно дислоцированными палеозойскими отложениями, перекрытыми местами мезозойскими и кайнозойскими породами, погружаются на юго-востоке под кайнозойские отложения. В тектоническом отношении хребты представляют собой антиклинальные поднятия, а долины – синклинальные прогибы.

Плейстоцен-голоценовые отложения Чирчик-Ахангаранского бассейна имеют наибольшее распространение и представлены различными литолого-генетическими разновидностями.

Аллювиальные отложения заполняют долины рек Чирчик и Ахангаран, и нижние части долины их притоков. Представлены эти отложения, в основном, галечниками с заполнителем из песка и гравия, перекрываемые сверху обычно суглинком мощностью до 10 м и более. В галечниках отмечаются небольшие прослойки песка, супеси, а также суглинка и мергеля, которые представляют собой не русловой, а пойменный аллювий рек.

Проллювиальные отложения слагают конусы выносов притоков рек Чирчик и Ахангаран и их временных потоков, стекающих с хребтов Западного Тянь-Шаня. Представлены они по притокам галечниками, переслаивающимися с суглинками и песками, а на всей остальной площади, главным образом, суглинками и супесями (лессовидными породами). Обломочный материал плохо окатан и отсортирован.

Делювиальные отложения развиты у подножия склонов Угамского, Каржантауского, Пскемского, Сандалашского, Чаткальского и Кураминского хребтов, между горными саями и на пологих склонах этих хребтов. Представлены они в основном лессовидными суглинками: по мере приближения к коренным породам в толще лессовидных суглинков встречаются и увеличиваются включения, линзы и прослойки дресвы и щебня коренных пород.

В ходе проведенных исследований было установлено, что для каждого цикла аккумуляции характерно формирование террасовых поверхностей (уровней) и палеопочв четвертичного периода. В частности, в распространении лессовых толщ нами выделены три вертикальные зоны.

Первая зона характеризуется сплошным распространением лессовых отложений и охватывает пространства от пойм рек Сырдарьи, Чирчика, Ахангарана и Келеса до абсолютной отметки 1000-1100 м, местами снижаясь до 750-800 м или поднимаясь до 1250 м.

Здесь возраст лёссовых пород – голоценовый (сырдарьинский комплекс – Q_{IV}^{sd}), позднечетвертичный (мирзачульский комплекс – Q_{III}^{ml}), среднечетвертичный (ташкентский комплекс – Q_{II}^{ts}) и раннечетвертичный (нанайский комплекс – Q_{II}^{n}). Голоценовые и позднечетвертичные отложения развиты преимущественно в пределах абсолютных отметок от 320 м до 500-600 м и в долинах притоков рек Чирчик, Ахангаран, Келес и Сырдарья до 800-1250 м. Эти отложения, представленные аллювиальными лёссовидными суглинками I, II и III террас рассматриваемых рек, залегают на галечниках и гравийно-галечниковых образованиях. Мощность отложений голоцена доходит до 3 м и отложений позднего неоплейстоцена – до 15-18 м.

Отложения среднего неоплейстоцена первой зоны представлены пролювиальными, делювиально-пролювиальными лёссовидными суглинками и приурочены к высокогорным частям региона и предгорным пролювиальным равнинам, соответствующим IV, V и VI террасам рек. Эти лёссовые толщи мощностью до 90 м подстилаются галечником, конгломератами и каменными лёссами.

Образования раннего неоплейстоцена первой зоны, представленные лёссовидными суглинками и каменными лёссами, обнажаются на дневной поверхности в основном ближе к горам и уходят под отложения среднего неоплейстоцена ближе к речным долинам.

Вторая вертикальная зона лёссовых отложений характеризуется островным распространением лёссовых пород и в геоморфологическом отношении соответствует высоко-предгорным частям Чирчик-Ахангаранского бассейна, начиная с абсолютных отметок 1000-1100 м до 1800 м. Здесь преимущественно распространены делювиальные, делювиально-пролювиальные, элювиальные и элювиально-делювиальные генетические типы лёссовых пород. Возраст отложений среднечетвертичный, позднечетвертичный и голоценовый. Отложения этой зоны подстилаются преимущественно на породах эоплейстоцена, позднего плиоцена и местами на других возрастных комплексах дочетвертичных образований. Максимальные мощности делювиальных и делювиально-пролювиальных генетических типов обычно достигают до 30 м, редко - до 90 м, мощности элювиальных и элювиально-делювиальных лёссовых пород не превышают 5-10 м. Характерной особенностью второй зоны является приуроченность к этим лёссовым породам почти 90% склоновых (оползневых) процессов региона.

Третья вертикальная зона – это территория незначительного распространения лёссовых пород, которая занимает среднегорную и высокогорную части Чирчик-Ахангаранского региона, начиная с абсолютной отметки 1800-1850 м и выше. Возраст лёссовых пород этой зоны в основном голоценовый, редко позднечетвертичный и характерно распространение аллювиальных, элювиальных, делювиальных и элювиально-делювиальных (на склонах гор) генетических типов лёссовых пород небольшой мощности - 0,25-5,0 м.

В ходе изучения гранулометрического и минералогического состава разновозрастных генетических типов лёссово-почвенных отложений района исследования нами выявлена следующая зональность:

1) *Делювиальные и делювиально-пролювиальные лёссово-почвенные отложения позднего, среднего и раннего неоплейстоцена, слагающие высокие предгорья Чирчик-Ахангаранского региона.* В изученных нами разрезах мощности отдельных лёссовых горизонтов изменяются от 0,2 м до 8,0 м и более при общей мощности лёсса до 25-30 м. Здесь выделены 22 ископаемые почвы, из них 7-12 наиболее полно развиты с мощностями от 1,0 м до 4,0 м.

Лёссовые породы в основном серого, палево-серого и темно-серого цвета, а палеопочвы коричневого, красновато-коричневого и темно-серого цвета. Переход между лёссовой толщей и погребенным горизонтом почвы постепенный. В нижней части палеопочвы наблюдается карбонатный (иллювиальный) горизонт светло-серого цвета, характеризующийся большой плотностью (до 2,10-2,15 г/см³), низкой пористостью (до 40-35%), небольшой мощностью (преимущественно 0,1-0,7 м) и высокой карбонатностью (до 30%). При этом структура лёссовых пород макропористая с размерами макропор от 0,2 мм до

0,5 мм иногда до 2 мм, слабо-комковатая с глинисто-известковистыми конкрециями, лёсс пылеватый, лёгкий, а палеопочва комковатая, состоит из сплошных беспорядочно расположенных червеобразных стяжений длиной 4-5 см, толщиной 0,7-1,8 см, имеет черные пятна гумуса и известковистую корку толщиной 2-3 мм.

В гранулометрическом составе в лёссовых породах преобладает пылеватая фракция (60-65%), содержание глинистой фракции доходит до 25-30 %, песчанистой до 5-15%, в палеопочвенных горизонтах содержание глинистой фракции значительно больше (до 40-50%), чем пылевой.

В минералогическом составе лёссовых пород в легкой фракции преобладает кварц (46-75%), полевые шпаты (10-20%), обломки пород (7-26 %), биотит (2-9%) и мусковит (0.5-4%); из минералов тяжелой фракции встречаются магнетит-ильменит (20-67%), гематит-лимонит (10-36%), эпидот (4-20%), роговая обманка (1-13%), циркон (2-11%) и гранат (3-10%). В высокодисперсной части преобладают гидрослюда (50-60%), хлорит (10-20%) и каолинит (3-8%).

В минералогическом составе палеопочв элювиальных горизонтов резко сокращается содержание кальцита (в 5-15 раз), в пылевой фракции появляется гетит (до 1-2%), в глинистой фракции в 3-5 раз сокращается содержание монтмориллонита (3-12%). По содержанию воднорастворимых солей лёссовые отложения относятся к незасоленным и слабозасоленным грунтам.

2) *Пролувиальные лёссово-почвенные отложения среднего неоплейстоцена, слагающие предгорья и предгорные равнины Чирчик-Ахангаранского бассейна.* В изученных нами разрезах мощности отдельных лёссовых горизонтов изменяются в основном от 1 до 5 м при общей мощности лёсса до 30-70 м. Поверх каждой лёссовой толщи развиты палеопочвы мощностью до 4 и более метров. Карбонатные горизонты, такие как в высоких предгорьях, здесь отсутствуют, но наблюдается общее увеличение содержания карбонатных солей. Уменьшение количества палеопочв и отсутствие явно выраженных карбонатных горизонтов объясняются тектоническими особенностями и климатическими условиями предгорий и предгорных равнин.

По цвету лёссовые породы в основном желтовато-серые и палевые, а палеопочвы буровато-серые, коричневые и коричневатые-серые. Переход между погребенными почвенными горизонтами и лёссовыми отложениями постепенный. При этом структура лёссовых пород макропористая с размерами макропор от 0,2 до 0,5 мм иногда до 2,0 мм, слабо-комковатая с глинисто-известковистыми конкрециями, на ощупь лёссовая порода мягкая, пылеватая, лёгкая, а палеопочва комковатая.

В гранулометрическом составе лёссовых отложений преобладает пылеватая фракция в среднем 63-91%, содержание глинистых частиц составляет 10-21% и песчаной 4,5-11,5%, а в палеопочвах содержание пылевой фракции в среднем составляет 63-82%, глинистой – 9-22% и песчаной – 0,4-9,6%.

По минералогическому составу в рассматриваемых лёссовых породах содержание легкой фракции составляет 82,1-99,6%, тяжелой – 0,5-4,4%. При этом в легкой фракции преобладают кварц (36-52%), карбонаты (16-44%), обломки пород (11-30%) и полевые шпаты (4-10%), а в тяжелой фракции – гематит, магнетит, эпидот и роговая обманка.

В минералогическом составе палеопочв в легкой фракции преобладают карбонаты (64%), кварц (26%) и полевые шпаты (4%), из минералов тяжелой фракции – эпидот (12-20%), роговая обманка (9-16%) и пироксен (1-4%).

3) *Аллювиальные лёссово-почвенные отложения позднего неоплейстоцена и голоцена, слагающие предгорья и предгорные равнины Чирчик-Ахангаранского бассейна.* В изученных нами разрезах позднего неоплейстоцена выделяются 2-3 лёссовых горизонта с мощностями от 2 м до 16 м и два почвенных горизонта с мощностями от 0,5 м до 2,5 м.

Разрезы голоцена обычно состоят из одного лёссового горизонта мощностью 0,5-3,0 м и одной современной почвы мощностью 0,25-0,3 м. Карбонатные подпочвы часто отсутствуют, но в местах их наличия они характеризуются включением большого количества

карбонатных конкреций. Лёссовые породы в основном желтого и палевого цвета, а палеопочвы буровато-серого и коричневатого-серого цвета. Переход между лёссовой толщей и развитой на ней почвой постепенный. Лёссовые породы представлены макропористыми, слоистыми лёссовидными суглинками, а палеопочвы слабомакропористые, уплотненные и комковатые.

По гранулометрическому составу в лёссовых породах содержание пылеватой фракции изменяется от 68 до 92%, содержание глинистой фракции в среднем составляет 22,6%. С глубиной в лёссовых отложениях наблюдается увеличение песчаной фракции, которая в отдельных разрезах составляет до 27%, ниже залегают аллювиальные галечники различного состава. В гранулометрическом составе палеопочв резких различий не наблюдается, отмечается некоторое увеличение глинистой фракции, которая составляет до 25%.

Содержание минералов легкой фракции, являющихся основной составной частью как лёссовых, так и погребенных почвенных горизонтов, на различных участках изменяется от 70 до 98%, в среднем составляет 83%. В них преобладают кварц (18,5-40,0%), полевые шпаты (2,4-29%) и обломки пород (1,2-22,6%).

Минеральный состав тяжелой фракции (1,2-2,2%) довольно разнообразен и представлен рудными минералами: магнетит-ильменит, гематит-лимонит, роговая обманка, биотит и мусковит. Глинистая фракция характеризуется в основном гидрослюдистым составом с примесью монтмориллонита, хлорита и каолинита.

В общем, изучение лёссовых разрезов Чирчик-Ахангаранского бассейна показывает, что они состоят из четко выраженных, чередующихся между собой слоёв палеопочв и лёссовидных суглинков. Почвы окрашены в коричневые, буроватые тона, имеют прекрасно выраженную продолговато-ореховатую водопрочную структуру. Они слабопористы и не просадочны. Палеопочвы постепенно или резко переходят в подстилающие их серые, пылеватые, пористые, просадочные лёссовидные суглинки, которые всегда содержат различные по форме и размерам конструкции. В лёссово-почвенных комплексах эоплейстоцена прослеживаются многочисленные, маломодульные (до 0,5 м) плотные карбанатные горизонты, обычно называемые «каменным лёссом» или «шохом».

Список литературы:

Шерматов М.Ш., Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г. Краткий обзор инженерно-геологического изучения лёссовых пород Чирчик-Ахангаранского региона Вестник НУУз, № 2/1. – Изд-во: НУУз, Ташкент, 2011. – С. 141-144.

Шерматов М.Ш., Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г. Вещественный состав палеопочв и лёссовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона // Вестник НУУз, № 2/1. – Изд-во: НУУз, Ташкент, 2012. – С. 146-149.

РОЛЬ А.А. ВЕЛИЧКО В РАЗРАБОТКЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

С.М. Шик

Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы, Москва, Россия, smshick@list.ru

THE ROLE OF A. A. VELICHKO IN THE DEVELOPMENT OF THE MODERN PLEISTOCENE STRATIGRAPHY OF THE EAST EUROPEAN PLAIN

S.M. Shik

Regional Stratigraphic Commission on Centre and South of the Russian Platform, Moscow, Russia

Андрей Алексеевич Величко – один из ведущих российских палеогеографов, и я думаю, что о его заслугах в области палеогеографии расскажут палеогеографы. Мне хочется сказать о той выдающейся роли, которую он сыграл в разработке стратиграфии плейстоцена Восточно-Европейской равнины.

До начала восьмидесятых годов XX века господствовали представления о том, что морены Донского и Днепровского ледниковых языков одновозрастны и относятся к первой половине среднего плейстоцена. Эти представления отражены в стратиграфической схеме четвертичных отложений Европейской части СССР 1963 г. (Материалы ..., 1964). Однако А.А. Величко с сотрудниками еще в конце семидесятых годов (Величко и др., 1977, 1978) обосновали раннеплейстоценовый возраст морены Донского ледникового языка и принадлежность морены Днепровского ледникового языка ко второй половине среднего плейстоцена (среднего неоплейстоцена по современной терминологии). Правда, первоначально А.А. Величко допускал, что морена Донского языка принадлежит окскому оледенению, но согласился с данными группы Р.В. Красненкова (Красненков и др., 1980 и др.) о том, что она относится к самостоятельному доокскому (донскому) оледенению. Эти данные вошли в региональную стратиграфическую схему четвертичных отложений Центральных районов Восточно-Европейской платформы (ВЭП) 1983 г. (Решение..., 1986) и вскоре получили всеобщее признание.

Сложнее обстоит дело с определением возраста морены Днепровского ледникового языка. Представления о принадлежности ее, как и второй сверху морены Подмосковья, ко второй половине среднего неоплейстоцена также вошли в региональную стратиграфическую схему Центральных районов ВЭП 1983 г. (Решение..., 1986), хотя вызывали возражения многих исследователей, что нашло отражение в особых мнениях в Объяснительной записке к схеме и послужило причиной того, что она была принята как рабочая. В то же время эти представления получили подтверждение как в последующих работах А.А. Величко с сотрудниками (Величко и др., 1984, 1987, 1992 и др.), так и в других исследованиях. Так, было показано, что рославльские межледниковые отложения, рассматривавшиеся как днепровско-московские, имеют раннеплейстоценовый возраст (Агаджанян и др., 1988) и вторая сверху морена Подмосковья принадлежит днепровскому оледенению (Маудина и др., 1985, 1986). Мною были опубликованы данные о том, что в северной части Днепровского ледникового языка в остаточных западинах на поверхности морены залегают микулинские межледниковые отложения, а ледниковые и водно-ледниковые отложения имеют ТЛ возраст от 137 до 172 тыс. лет (Шик, 2004). Н.П. Герасименко (2004) показала, что кайдакская ископаемая почва, принимавшаяся за днепровско-московскую, на самом деле является межстадиальной, а первая межледниковая почва над мореной Днепровского ледникового языка – прилукская, которая всегда считалась микулинской, в связи с чем теперь и часть украинских исследователей относит днепровскую морену ко второй половине среднего неоплейстоцена. Однако многие исследователи до сих пор придерживаются мнения, что морена Днепровского ледникового языка и вторая сверху морена Подмосковья принадлежит первой половине среднего неоплейстоцена. Особенно активно отстаивают эти представления некоторые сотрудники географического факультета МГУ (Рычагов и др., 2006, 2011; Судакова и др., 2007, 2009, 20013 и др.), обосновывая их, главным образом, данными по Сатинскому полигону в южном Подмосковье. Однако принадлежность к лихвинскому межледниковью отложений, подстилающих здесь вторую сверху морену, далеко не очевидна; вскрытые над этой мореной аллювиальные отложения, хотя и принадлежат к предмосковскому (горкинскому) межледниковью, могут лежать на отложениях любого возраста, а данные ТЛ-датирования отложений древнее 150–200 тыс. лет вряд ли могут считаться достоверными. В то же время в Одинцовском страторайоне на второй сверху морене лежат рославльские (мучкапские) отложения (Маудина и др., 1985, 1986), что свидетельствует о принадлежности второй сверху морены Подмосковья донскому оледенению.

С конца тридцатых годов XX века продолжается дискуссия о границах распространения ледника в ранневалдайское время. К.К. Марков (1939) показал, что в раннем валдае ледник не выходил за пределы поздневалдайского, а А.И. Москвитин (1939) считал, что в раннем валдае ледник занимал значительно большую площадь, чем в позднем, достигая Клинско-Дмитровской гряды и оставив морену, которую он назвал калининской.

Эта дискуссия продолжается до сих пор; в стратиграфической схеме 1963 г. (Материалы межведомственного ..., 1964) была принята точка зрения А.И. Москвитина. Однако А.А. Величко всегда отстаивал точку зрения К.К. Маркова. Она получила подтверждение, когда было обнаружено, что мореноподобные отложения, залегающие на микулинских отложениях и принимавшиеся за калининскую морену, развиты только в краевых частях озерных впадин и отсутствуют в их центральной части (результаты геолого-съёмочных работ; Четвертичные отложения..., 1984), что свидетельствует об их делювиально-солифлюкционном происхождении. Было также установлено, что в области верхневалдайского оледенения отсутствует морена между микулинскими и средневалдайскими отложениями (Лийвранд, 1984). Поэтому в стратиграфической схеме Центральных районов ВЭП 1983 г. (Решение..., 1986) было принято, что оледенение в раннем валдае было меньше, чем в позднем. И хотя калининский горизонт сохранен в схеме, в качестве его стратотипа рассматривались озерные отложения с возрастом около 49 тыс. лет, известные в Тверской области.

В настоящее время показано, что в разрезе Черемошник под Ростовом отложения, принимавшиеся за калининскую морену, имеют поздневалдайский возраст (Русаков и др., 2015); вполне возможно, что такой возраст имеют аналогичные отложения и в других разрезах, так как именно в поздневалдайское время существовали наиболее благоприятные условия для развития делювиально-солифлюкционных процессов. А.И. Лобанов (2004) показал, что в разрезе Черменино под Рыбинском отсутствует морена над микулинскими отложениями, хотя ее присутствие предполагалось рядом исследователей. Даже в окрестностях Санкт-Петербурга (Ауслендер и др., 1998), а также на побережье Белого моря (Соболев, 2008; Корсакова и др., 2011, Евзеров, 2011) и Финского залива (Никонов, 2007; Болиховская, Молодьков, 2009) отсутствует морена между микулинскими и средневалдайскими отложениями. Имеются данные, что в ранневалдайское время ледник не покрывал даже восточную часть Кольского полуострова (Евзеров, Николаева, 2011). Представляется, что вопрос о том, что в ранневалдайское время ледник занимал меньшую площадь, чем в поздневалдайское, уже можно считать решенным.

Со времени создания в 1990 г. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии (РМСК) по центру и югу Русской платформы А.А. Величко был в ней заместителем руководителя секции четвертичных отложения и активно участвовал в ее работе. Еще до создания этой комиссии он вместе со мной курировал работу по подготовке стратиграфической схемы четвертичных отложений центральных районов 1983 г., и во многом его заслугой является то, что в этой схеме морена Днепровского ледникового языка отнесена ко второй половине среднего плейстоцена и принято, что в ранневалдайское время ледник был меньше, чем в поздневалдайское, несмотря на то, что очень многие исследователи придерживались по этим вопросам другого мнения. Эти представления заложены и в разрабатываемую в настоящее время стратиграфическую схему центра ВЭП.

В последнее время Андрей Алексеевич много внимания уделял вопросам стратиграфии и палеогеографии донеоплейстоценовой части четвертичных отложений (древнее 0,8 млн. лет), посвятив этому ряд публикаций (Величко и др., 2011, 2012, 2013, 2015 и др.). В некоторых из них (Величко и др., 2012, 2013) обосновывается стратиграфическая схема Восточно-Европейской равнины для плейстоцена в новом объеме (до 2,6 млн. лет) и проводится ее сопоставление со схемой Западной Европы. Можно отметить, что для неоплейстоцена эта схема очень близка к принятой бюро РМСК в 2010 г. (Решение ..., 2012)

Список литературы:

Агаджанян А.К., Бирюков И.П., Шик С.М. Палеонтологическая характеристика рославльских межледниковых отложений в стратотипическом районе // Доклады АН СССР, т. 299, № 5 – 1988 – 1191–1195.

Ауслендер В.Г., Плешивцева Э.С., Горшкова С.С. Озерные бассейны среднего валдая на территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука – 1998 – С. 99–111.

Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Эволюция растительности и климата на юго-восточном побережье Финского залива в интервале 39–33 тыс. лет назад // Вестник МГУ. Сер. 5. География – 2009 – № 6. С. 46–53.

Величко А.А., Ударцев В.П., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др. Новые представления о возрасте Днепровского и Донского языков покровного оледенения Русской равнины // Известия АН СССР, сер. геогр. – 1977 – № 6. С. 32–44.

Величко А.А., Ударцев В.П., Грибченко Ю.Н. и др. К вопросу о возрасте морен Донского и Днепровского ледниковых языков // Тезисы докладов V Всесоюзного совещания по краевым образованиям материковых оледенений. Киев: Наукова думка – 1978.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1984 – № 6. С. 5–19.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. и др. Проблемы цикличности и стратиграфии лёссово-почвенных серий плейстоцена Русской равнины // Цикличность новейших субаэральных отложений. Научные и прикладные аспекты. Новосибирск: Наука – 1987 – С. 28–40.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенных формаций Русской равнины. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН – 1992 – С.115–140.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. К проблеме палеогеографии позднего плиоцена и раннего плейстоцена Восточной Европы // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты, Санкт-Петербург – 2011 – С. 104–107.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы в связи с проблемами хроностратиграфии // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, вып. 5. М.: РАЕН – 2012 – С. 149–161.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Проблемы периодизации и корреляции ледниковых и перигляциальных этапов квартера Восточной Европы // Материалы VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону – 2013 – С. 102–104.

Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Н. и др. Лессово-почвенная формация юга Восточно-Европейской равнины и ее соотношение с морскими Азово-Черноморскими отложениями // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН – 2015 – С. 86–87.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореферат диссертации доктора географ. наук. Киев: Институт географии НАН Украины – 2004 – 41с.

Евзеров В.Я. Стратиграфия и хроностратиграфия морских отложений микулинского межледникового и ранневалдайского межстадиала в Беломорской котловине // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты, Санкт-Петербург – 2011 – С. 179–182.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Покровные оледенения на территории Кольского региона в раннем и среднем валдае // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты, Санкт-Петербург – 2011 – С. 182–185.

Корсакова О.Р., Семенова Л.Р., Колька В.В. Среднеплейстоценовые осадки в разрезе Варзуга (юг Кольского полуострова) // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты, Санкт-Петербург – 2011 – С. 291–294.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А. и др. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка по данным изучения мелких млекопитающих // Доклады АН СССР – 1980 – т. 252, № 3. С. 677–680.

Лийвранд Э. К методике палинологических исследований отложений межледниковых и ледниковых эпох на примере разреза Коневич в Смоленской области // Известия Академии наук Эстонской ССР. Геология – 1985 – т.34, №1. С.18–21.

Лобанов А.И. Разрезы четвертичных отложений в районе г. Рыбинска (Ярославская область) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. №65. ГЕОС – 2004 – С. 51–63.

Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги (Труды Верхне-Волжской экспедиции, вып.1). Л. – 1939 – 58 с.+12 вкладок.

Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР // Л. – 1964 – 53 с.

Маудина М.И., Писарева В.В., Величевич Ф.Ю. Одинцовский страторайон в свете новых данных // Доклады АН СССР – 1985 – т. 284, № 5. С. 1195–1999.

Маудина М.И., Красновская Ф.И., Семенов В.В. и др. Одинцовский страторайон и проблема корреляции плейстоцена Подмоскovie // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука – 1986 – С. 73–84.

Москвитин А.И. Геологический очерк Калининской области // Ученые записки МГУ. География – 1939 – Вып. XXXI, ч. 1. С. 29–108.

Никонов А.А. Новый опорный разрез позднеплейстоценовых отложений “Вока” на южном берегу Финского залива // Доклады АН – 2007 – т. 414, № 3. С. 368–371.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ – 1986 – 157 с.+11 табл.

Решение бюро РМСК от 16 марта 2010 г. // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, вып. 5. М.: РАЕН – 2012 – С. 10–18.

Русаков А.В., Никонов А.А., Савельева Л.А. и др. Хроностратиграфия опорного разреза позднего плейстоцена Черемошник (Ярославское Поволжье) на основе новой серии абсолютных датировок, палинологических и палеопочвенных исследований // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН – 2015 – С. 400–402.

Рычагов Г.И., Антонов С.И., Малаева Е.М., Судакова Н.Г. Новые данные о среднеплейстоценовых отложениях юго-западного Подмоскovie // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра – 2006 – С. 122–130.

Рычагов Г.И., Антонов С.И., Судакова Н.Г. Дискуссионные проблемы надежности стратиграфических и палеогеографических построений в центре Русской равнины // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. Апатиты, Санкт-Петербург – 2011 – С. 212–215.

Соболев В.М. Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы географии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ – 2008 – С. 144–156.

Судакова Н.Г. Актуальные проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2007. С. 86–90.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Дискуссионные вопросы корреляции опорных разрезов и маркирующих горизонтов плейстоцена в центре Русской равнины // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН – 2009 – С. 570–572.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М.: МГУ, Географический факультет – 2013 – 95 с.

Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова-Ярославского. Путеводитель экскурсии 10В 27-го Международного геологического конгресса. Москва – 1984.

Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюллетень МОИП. Отд. геол. – 2004 – Т. 79. Вып. 5. С. 82–92.

**ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИОННЫХ И КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
ГОЛОЦЕНА В ЛЕТОПИСИ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. ЩУЧЬЕГО (ХИБИНЫ,
КОЛЬСКИЙ П-ОВ)**

О.С. Шилова, Ф.А. Романенко

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия,
o.olyunina@mail.ru

**IMPRINTS OF THE HOLOCENE STEADY AND CATASTROPHIC PROCESSES
IN THE SEDIMENTS OF LAKE SCHUCHJE (KHIBINY, KOLA PENINSULA)**

O.S. Shilova, F.A. Romanenko

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, o.olyunina@mail.ru

Несмотря на большой объем информации о палеогеографии Кольского п-ова в голоцене, полученной разными методами, многие вопросы остаются дискуссионными или слабо освещенными. В их числе – соотношение эволюционных и катастрофических процессов в изменении природных обстановок. Наложение механизмов гляциоизостатической компенсации на общее тектоническое поднятие Балтийского щита привело к активизации древних разломов и ослабленных зон, изменению рельефа и системы напряжений и обусловило высокую сейсмичность региона. В связи с этим, большое значение имеют катастрофические процессы (землетрясения, катастрофические сели и др.), которые сформировали большое количество мезоформ рельефа уже в послеледниковое время и приводили к перестройкам гидрографической сети, что было установлено нами, например, в южной части Хибин (Романенко и др., 2011).

В 2008 г. в ходе комплексной экспедиции исследованы морфология озерной котловины и строение донных отложений оз. Гольцового (урез воды 208,2 м), крупного озера на севере Хибинского горного массива, и соединённого с ним протокой оз. Щучьего (208,3 м). Котловина оз. Гольцового (макс. глубина озера, по нашим данным, 23,6 м) имеет тектоно-экзарационное происхождение и подпружена с севера моренными валами. Оз. Щучье отделено от оз. Гольцового перешейком высотой 1-2 м, сформированном дельтовыми отложениями р. Кунийок. Глубина озера достигает 3 м в его центральной части. В прошлом, по всей видимости, оз. Щучье представляло собой залив оз. Гольцового и обособилось от него в результате прогрессивного наращивания дельты Кунийока. Результаты бурения показали, что донные отложения оз. Щучьего представляют собой 7-метровую толщу органогенных отложений: сапропелей, торфа, оторфованных супесей, алевроитов в верхней части и диатомовых илов в нижней части разреза. Они перекрывают цоколь из плотных серых супесей, практически лишенных органического материала. Диатомовый анализ выполнен для 45 образцов, отобранных с интервалом 5-20 см. По изменениям концентрации, видового разнообразия и видового состава диатомовых ассоциаций выделено 8 диатомовых зон (DZ).

DZ-1 (9,50-9,45 м) выделена в серых супесях и опесчаненном алевроите, слагающих подошву вскрытых отложений. Содержание диатомей минимальное по разрезу, 40-80 тыс. ств./г. Таксономическое разнообразие невелико (55-60 видов). Доминируют виды родов *Aulacoseira* и *Pseudostaurosira*. Состав диатомей свидетельствует о формировании отложений в водоеме со спокойным гидродинамическим режимом, слабощелочной реакцией среды и низкой продуктивностью – по всей видимости, заливе оз. Гольцового. Сходные диатомовые ассоциации описаны на западном побережье Умбозера в основании разреза высокой озерной террасы (10-25 м над уровнем озера), в сизых глинах под 3,5-метровой толщей органогенных отложений возрастом более 9 тыс. лет (Шилова, 2011).

Только в верхней части этой зоны отмечены переотложенные диатомеи: створки *Paralia sulcata* и фрагменты других видов морских центрических диатомей. Переотложенные морские диатомеи широко распространены в позднеледниковых отложениях Кольского полуострова, в частности отмечены в позднеледниковых озерных песках на восточном

берегу оз. Имандра (ст. Хибины, абс. высота около 125 м) и в алевроитах водно-ледникового генезиса в долине р. Вуоннемийок на абсолютной высоте около 270 м (Каган, 2012). Достоверные морские отложения в центральной части Кольского п-ова относятся к микулинскому (эемскому) межледниковью (т.н. бореальной трансгрессии) и описаны у подножий Ловозерских тундр на высоте около 205 м (Граве, Евзеров, 1964). Более поздние морские интерстадиальные отложения беломорской трансгрессии распространены по побережью Кольского п-ова (Корсакова и др., 2004). В центральной части п-ова отложения этого времени, описанные на перемычке между Ловозером и Сейдозером, имеют континентальный (озерно-ледниковый) генезис (Егорова, Лебедева, 1964). Таким образом, источником переотложенных морских диатомей, по-видимому, являются среднеледниковые отложения. Однако кровля достоверно описанных отложений ниже, чем отложений, содержащих переотложенные створки. Вероятно, в результате эродировавшей деятельности ледников, продвигавшихся вверх по долинам Хибин, древние морские осадки были переработаны и включены в состав ледниковых и водно-ледниковых отложений, впоследствии размытых.

DZ-2 соотносится с тонким слоем серого алевроитистого сапропеля на глубине 9,45-9,40 м. Характерными чертами являются относительно низкая концентрация диатомей в отложениях (550 тыс. ств./г) и минимальное видовое разнообразие (42 вида). Доминируют *Gomphonema* spp., *Staurosirella ovata*, *Pseudostaurosira* spp., *Didymosphenia geminata*. Состав диатомей в наибольшей степени отличен от состава диатомовых ассоциаций других зон, что, возможно, связано с выборочным сохранением диатомей в отложениях. Реконструируется уменьшение значений pH и увеличение содержания общего фосфора, что может быть связано с большим притоком биогенных элементов с водосбора озера. Это, так же как низкие концентрация и видовое разнообразие диатомей, их плохая сохранность, преобладание грубопанцирных перифитонных видов, наличие переотложенных диатомей на границе DZ-1 и DZ-2 говорит о резкой смене условий осадконакопления, интенсификации сноса с приозерных склонов и, вероятно, понижении уровня оз. Гольцового. О том, что он в начале голоцена был выше современного, свидетельствует и распространение вдоль берега озера террасы высотой до 1 м.

DZ-3 (9,4-8,3 м) соответствует светло-серому диатомовому илу с тонкой горизонтальной слоистостью. Для нижней части зоны характерно резкое увеличение концентрации диатомей в отложениях (с 70 млн. до 2,4 млрд. ств./г) за счет массового развития мелких форм класса *Fragilariophyceae*. Таксономическое разнообразие также существенно увеличивается, составляя в среднем 100 видов на образец. Среди планктонных диатомей доминируют *Aulacoseira nivaloides*, *A. subarctica* и *A. valida*. Реконструируемые значения pH среды максимальны по разрезу. Таким образом, осадконакопление протекало в условиях спокойного неглубокого олиготрофного слабощелочного водоема.

DZ-4 охватывает несколько слоев: 8,30-7,70 м – диатомовый ил палевый неслоистый; 7,70-7,57 м – сапропель серый, слоистость по цвету, слабо наклонная; 7,57-6,90 м – сапропель светло-бурый с большим количеством растительных волокон, слоистость субгоризонтальная и слабо наклонная. Содержание диатомей в отложениях и видовое разнообразие высокие, 250-400 млн. ств./г и 100-150 видов/обр. соответственно. Как и в DZ-3, доминируют виды рода *Pseudostaurosira*. Среди субдоминантов отмечены *Psammothidium levanderi*, *P. curtissimum*, *Rossithidium pusillum* и *Achnantheidium minutissimum* agg. В составе планктонной группы диатомей появляется и становится доминантом *Aulacoseira alpigena*.

Доминирование мелких форм *Fragilaria sensu lato* (*Staurosira* spp., *Staurosirella* spp., *Pseudostaurosira* spp. и др.) типично для озер Арктики и наблюдается в течение всего голоцена в озерах высоких широт с длительным ледоставом, лимитирующим освещение (Podrītske, Gajewski, 2007 и др.). Южнее, в частности на Кольском п-ове и в Карелии, массовое развитие *Fragilaria sensu lato* характерно для пионерных послеледниковых озерных диатомовых сообществ (Snyder et al. 2000, Grönlund, Kaupilla, 2002, Solovieva, Jones, 2002, Шилова, 2011). Несмотря на то, что эта группа диатомей обычно характеризуется как

холодноводные алькалифильные виды, экологические предпочтения отдельных родов и видов несколько различаются (Podritske, Gajewski, 2007). Так развитие *Staurosirella pinnata* происходило в более холодные периоды голоцена, а *Pseudostaurosira* spp. – в более теплые. Учитывая эти данные, можно предполагать более благоприятные температурные условия во время формирования отложений DZ-4 по сравнению с предыдущим периодом. Это предположение поддерживается общим увеличением таксономического разнообразия диатомей, появлением в составе субдоминантов *Achnanthyidium minutissimum* agg., являющегося индикатором современной трансформации озерных экосистем высоких широт в ответ на климатические изменения в Арктике (Smol et al., 2005), а также изменением состава доминантов планктона. Характерные для DZ-3 *Aulacoseira subarctica* и *A. valida*, развивающиеся в массе при перемешивании водной массы озер весной (Gibson et al., 2003, Donk, 2010), сменяются *A. alpigena*, которая начинает массово вегетировать позже других видов и имеет летне-осенний максимум численности (Simola et al., 1990).

Данные палинологического анализа (Solovieva et al. 2005, Sjörra et al., 2008) и изучения палеокомплексов хирономид (Ilyashuk et al., 2005, 2013) показывают, что ранний голоцен отличался теплыми и влажными условиями, средний – теплыми и засушливыми, а поздний – прохладными и влажными. При этом есть региональные особенности: в прибрежных частях Кольского п-ова температуры выше современных реконструируются уже на самых ранних этапах голоцена (Ilyashuk et al. 2005, Sjörra et al., 2008), тогда как в Хибинах начало голоцена было прохладным, а затем происходит быстрый рост реконструируемых значений температуры июля (Ilyashuk et al., 2013). Это может быть связано с особенностями дегляциации: более поздним таянием ледников в пределах горных массивов Хибин и Ловозер. В северных внутриконтинентальных районах Швеции и Финляндии также отмечается более позднее потепление в начале голоцена, чем в прибрежных районах (Sjörra et al., 2009). Потепление начала голоцена находит отражение и в составе диатомовых ассоциаций отложений оз. Щучьего: изменении видового состава, в том числе планктона, и увеличении таксономического разнообразия от DZ-1 к DZ-4. Кроме того, на ранних этапах существования озера отмечается привнос большого количества терригенного материала, очевидно в результате эрозионного и селевого сноса с незакрепленных склонов в условиях разреженной растительности. Возможно, на начальном этапе развития оз. Гольцовое было приледниковым водоемом (DZ-1), а впоследствии было частично спущено (DZ-2).

DZ-5 (6,90-6,35 м – сапропель светло-бурый с большим количеством растительных волокон; 6,35-5,97 м – торф) характеризуется высокой концентрацией диатомей (200-300 млн. ств./г.) и максимальным по разрезу таксономическим разнообразием. Основу диатомовых ассоциаций составляют *Pseudostaurosira* spp., *Psammothidium* spp., *Achnanthyidium minutissimum* agg., *Aulacoseira alpigena* и *Cyclotella kuetzingiana*. В составе субдоминантов появляются характерные для дистрофных озер виды *Brachysira* spp., *Tabellaria flocculosa*, *Pinnularia* spp. Это отражается в постепенном, но существенном снижении реконструируемых значений pH среды и содержания общего фосфора, и, по-видимому, фиксирует начало заболачивания водосбора озера. Формирование торфяника к юго-западу от оз. Щучьего началось, по нашим данным (5480±80, ГИН-13516) и данным Т.В. Ващаловой (7010±50, ГИН-3167, Кременецкий и др., 1997), в атлантическое время. Эти тенденции, очевидно, имели региональный характер. Так, на основе большого количества радиоуглеродных датировок, данных ботанического и диатомового анализов, нами было ранее показано интенсивное зарастание и заболачивание небольших озер у восточного подножия Хибинского горного массива, осушение и облесение торфяников в середине голоцена, 8-5,5 л.н. (Олюнина и др., 2008).

В тоже время оз. Щучье – по-прежнему залив оз. Гольцового, о чем говорит высокое таксономическое разнообразие и обилие диатомей, существенная доля планктонных видов, в том числе *Cyclotella kuetzingiana*. Виды рода *Cyclotella* характерны для крупных олиготрофных озер высоких широт и развиваются при устойчивой стратификации вод. Сдвиг состава диатомовых ассоциаций в сторону увеличения содержания *Cyclotella* spp.

также отмечаются в ответ на современное повышение температур в высоких широтах и увеличение продолжительности безледного периода (Smol et al., 2005, Rühland et al., 2008).

DZ-6 соотносится со слоем слоистого темно-оливкового оторфованного сапропеля в интервале глубин 5,97- 5,10 м. Концентрация створок диатомей в отложениях возрастает до 300-500 млн. ств./г при сохранении высокого таксономического разнообразия. Видовой состав сходен с предыдущей зоной, однако, состав планктонной группы диатомей более разнообразный: наряду с *Aulacoseira alpigena* и *Cyclotella kuetzingiana* присутствуют *A. subarctica*, *A. valida* и *A. nivaloides*. Реконструируемые значения pH и общего фосфора вновь возрастают, однако, не достигают значений DZ-3 и DZ-4. Комплекс признаков указывает на улучшение условий увлажнения и похолодание.

DZ-7 выделена в интервале глубин 5,10-4,55 м в слоистой толще оторфованных сапропелей и супесей, крупность отложений в целом увеличивается кверху. Видовое разнообразие, по-прежнему, высокое, концентрация створок диатомей в отложениях несколько снижается и в среднем составляет 270 млн. ств./г. Доминируют *Pseudostaurosira* spp, *Achnantheidium* spp., *Psammothidium* spp., *Hannaea arcus*, в составе планктона – *A. alpigena* и *A. valida*. Резкие колебания реконструируемых значений pH и общего фосфора могут быть связаны с нестабильными гидрологическими условиями. По-видимому, именно в этот период формируется перемычка между озерами Гольцовое и Щучье в результате накопления дельтовых отложений Куньюка и происходит постепенная изоляция оз. Щучьего.

На глубине от 4,46 до 4,80 м прослеживается четко выраженный прослой серого алевроита мощностью 6 см, в котором отмечен локальный минимум содержания и таксономического разнообразия диатомей. При этом существенного изменения видового состава диатомей не происходит, результаты кластерного анализа также показывают, что слой алевроита вместе с ниже- и вышележащими слоями включается в DZ-7. По-видимому, этот прослой – свидетельство какого-то катастрофического события, обусловившего единовременное поступление в озеро большого количества терригенного материала.

DZ-8 включает верхнюю часть донных отложений оз. Щучьего с глубины 4,55 м до 3,0 м, представленных чередованием прослоев и линз сапропеля, торфа и оторфованной супеси. Характерно снижение значений концентрации и таксономического разнообразия диатомей в отложениях до 140 млн. ств./г и 135 таксонов/образец соответственно. Несмотря на сложное фациальное строение верхней части разреза, видовой состав достаточно однороден. Доминируют *Achnantheidium minutissimum* agg., *A. kriegei*, *Hannaea arcus*, значительно содержание видов, характерных для закисленных озер и болот: *Eunotia* spp., *Brachysira* spp., *Pinnularia* spp. и др. Сильно обеднен состав планктонной группы диатомей, которая представлена почти исключительно *A. alpigena*. Реконструируются минимальные по разрезу значения pH среды и содержание общего фосфора. В целом условия осадконакопления близки к современным, соответствуя небольшому озеру со слабокислой реакцией среды, очевидно, вследствие заболоченности его водосбора.

Таким образом, анализ строения озерных отложений и сравнение с изученными разрезами голоценовых озерных и болотных отложений Хибин (Кременецкий и др., 1997, Денисов, 2005, Олюнина и др., 2008, Ilyashuk et al., 2013 и др.) дают основания предполагать, что осадконакопление в оз. Щучьем началось в самом начале голоцена. Сложное строение донных отложений оз. Щучьего говорит о неоднократной смене условий осадконакопления, связанной с эволюцией природной среды, в том числе изменениями климата, характера растительности и интенсивности эрозионных и, возможно, селевых процессов на водосборе, изоляцией от оз. Гольцового, а также, вероятно, с катастрофическими процессами, обусловившими формирование четко выраженного прослоя терригенного материала в органогенных отложениях в верхней части разреза.

Список литературы:

Граве М.К., Евзеров В.Я. Основные этапы формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского п-ова. М.-Л., 1964. С. 5-15.

Денисов Д.Б. Изменения комплексов диатомовых водорослей под влиянием природных и антропогенных факторов в озерно-речных системах Хибинского горного массива (Кольский полуостров). Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. СПб., 2005. 27 с.

Егорова И.А., Лебедева Р.М. К характеристике межстадиальных отложений центральной части Кольского п-ова по данным спорово-пыльцевого анализа // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского п-ова. М.-Л., 1964. С. 56-60.

Каган Л.Я. Диатомовые водоросли Евро-Арктического региона. Аннотированная коллекция (древние и современные морские и пресноводные). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 209 с.

Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 2. С. 218-222.

Кременецкий К.В., Ващалова Т.В., Горячкин С.В., Черкинский Е.А., Сулержицкий Л.Д. Динамика растительности и торфонакопления на западе Кольского полуострова в голоцене // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1997. Т. 102. Вып. 3. С. 39-45.

Олюнина О.С., Полякова Е.И., Романенко Ф.А. Диатомовые ассоциации голоценовых отложений Кольского полуострова // Доклады АН. 2008. Т. 423. № 3. С. 370-374.

Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шилова О.С. Катастрофические гравитационные процессы на севере Европейской равнины и опыт их абсолютного датирования // Геоморфология. 2011. № 1. С. 87-94.

Шилова О.С. Голоценовые диатомеи болот Кольского полуострова и Северо-Восточной Карелии. М.: МАКС Пресс, 2011. 177 с.

Donk X. Using diatoms to understand climate-nutrient interactions in Esthwaite Water, England: evidence from observational and palaeolimnological records. PhD Thesis. London, 2010. 228 p.

Gibson C.E., Anderson N.J., Haworth E.Y. Aulacoseira subarctica: taxonomy, physiology, ecology and palaeoecology // European Journal of Phycology. 2003. 38:2. P. 83-101.

Grönlund T., Kauppi T. Holocene history of Lake Soldatskoje (Kola Peninsula) inferred from sedimentary diatom assemblages // Boreas. 2002. Vol. 31. P. 273-284.

Ilyashuk E.A., Ilyashuk B.P., Hammarlund D., Larocque I. Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia // The Holocene. 2005. Vol. 15(6). P. 897-914.

Ilyashuk E.A., Ilyshuk B.P., Kolka V.V., Hammarlund D. Holocene climate variability on the Kola Peninsula, Russian Subarctic, based on aquatic invertebrate records from lake sediments // Quaternary Res. 2013. 79. P. 350-361.

Podritske B., Gajewski K. Diatom community response to multiple scales of Holocene climate variability in a small lake on Victoria Island, NWT, Canada // Quaternary Sci. Rev. 2007. 26. P. 3179-3196.

Rühland K., Paterson A.W., Smol J.P. Hemispheric-scale patterns of climate-related shifts in planktonic diatoms from North American and European lakes // Global Change Biology. 2008. 14. P. 2740-2754.

Sjöppa H., MacDonald G.M., Birks H.J.B., Gervais B.R., Snyder J.A. Late-Quaternary summer temperature changes in the North-European tree-line region // Quaternary Res. 2008. 69. P. 404-412.

Sjöppa H., Björne A.E., Telford R.J., Birks H.J.B., Veski S. Last nine-thousand years of temperature variability in northern Europe // Climate of the Past. 2009. 5. P. 523-535.

Simola H., Hanski I., Liukkonen M. Stratigraphy, species richness and seasonal dynamics of plankton diatoms during 418 years in Lake Lovojärvi, South Finland // Ann. Bot. Fennici. 1990. 27. P. 241-259.

Smol J.P., Wolfe A.P., Birks H.J.B. et al. Climate-driven regime shifts in the biological communities of arctic lakes // PNAS. 2005. 102. P. 4397-4402.

Snyder J.A., MacDonald G.M., Forman S.L., Tarasov G.A., Mode W.N. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnyshnoe-3 // Boreas. 2000. Vol. 29. P. 261-271.

Solovieva N., Jones V.J. A multiproxy record of Holocene environmental changes in the central Kola Peninsula, northwest Russia // J. Quaternary Sci. 2002. Vol. 17. P. 303-318.

Solovieva N., Tarasov P.E., MacDonald G. Quantitative reconstruction of Holocene climate from the Chuna Lake pollen record, Kola Peninsula, northwest Russia // The Holocene. 2005. Vol. 15(1). P. 141-148.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ КЛИМАТЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ КРАСНОЯРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Г.Ю. Ямских

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия, Yamskikh@mail.ru

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE CLIMATE AND VEGETATION IN THE KRASNOYARSK BASIN

G.Yu. Yamskih

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Для реконструкций климатов и растительности позднеплейстоцен-голоцена широко используются данные спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов, которые позволяют выявлять региональную динамику климатических и ландшафтных изменений. На территории Красноярской котловины, расположенной в центре Евразийского материка и пересекаемой крупнейшей рекой мира – Енисеем (до зарегулирования стока с высокими, в том числе, катастрофическими паводками и половодьями) практически не сохранилось стратотипических разрезов отложений, аккумулирующих полную палинологическую информацию. Органогенные отложения (торфяные толщи), изученные на территории котловины, имеют средне-позднеголоценовый возраст. Единственным, хорошо изученным разрезом в окрестностях г. Красноярска является разрез «Пещера Еленева», расположенный на левом берегу р. Енисей в приустьевой части р. Караульной. В конце XIX века пещера изучалась А.С. Еленевым, в 1977-1978 годах - Н.Д. Оводовым, с 1984 по 1998 гг. в пещере работали археологи, палеогеографы, палеонтологи под руководством Н.П. Макарова. Пещера является уникальным археологическим памятником, содержащим культурные слои (от эпохи мезолита до современности). А.Ф. Ямских и Г.Ю. Ямских (1990, 1992), наряду с другими исследователями, были изучены толщи осадков позднеплейстоцен-голоценового возраста по южной стенке раскопа стоянки (рис. 1) и, дана их палинологическая характеристика. Позднее, на основе расчетных уравнений регрессии, разработанных для территории Приенисейской Сибири (Ямских, 2006, 2008) реконструированы климаты и растительность (рис. 2).

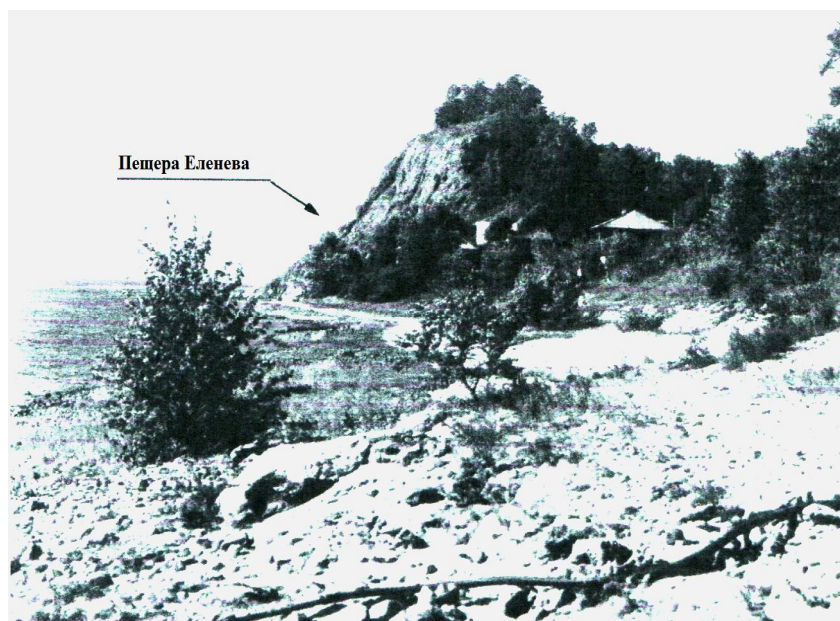
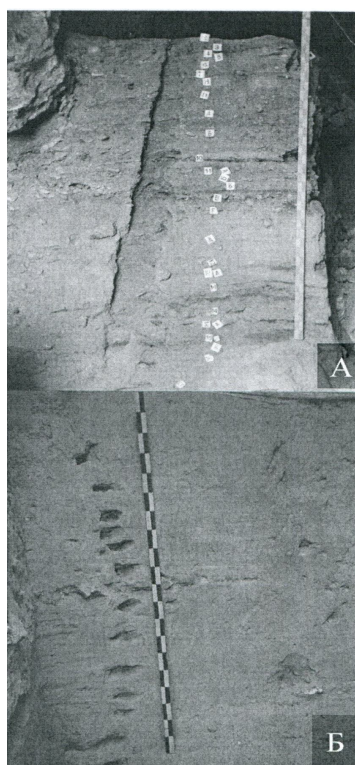


Рис. 1. – Местоположение археологического памятника «Пещера Еленева» и строение разреза отложений:
А – голоценовая толща пещерных отложений; Б – аллювиальные позднеплейстоценовые отложения предвходовой части.

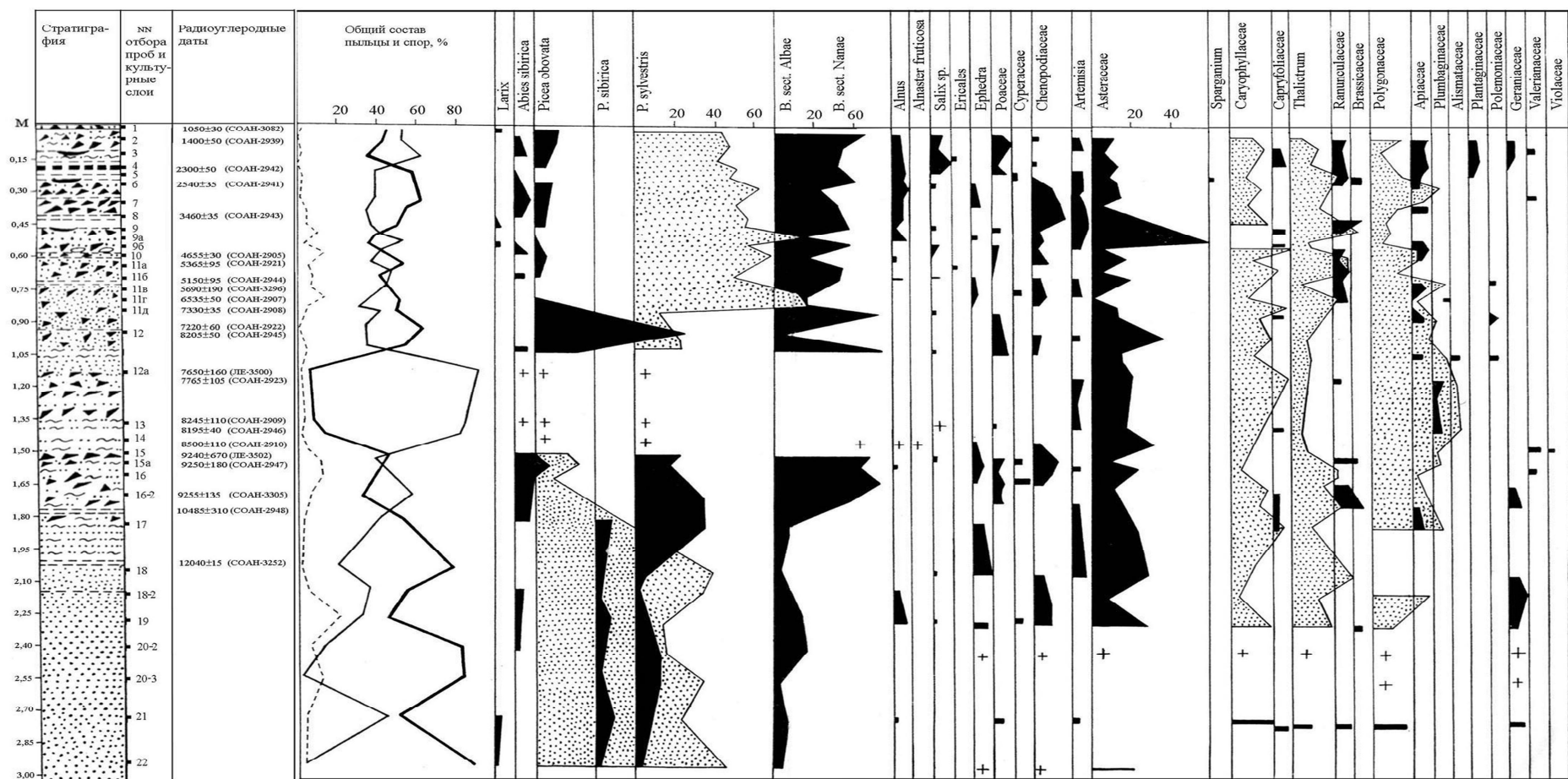
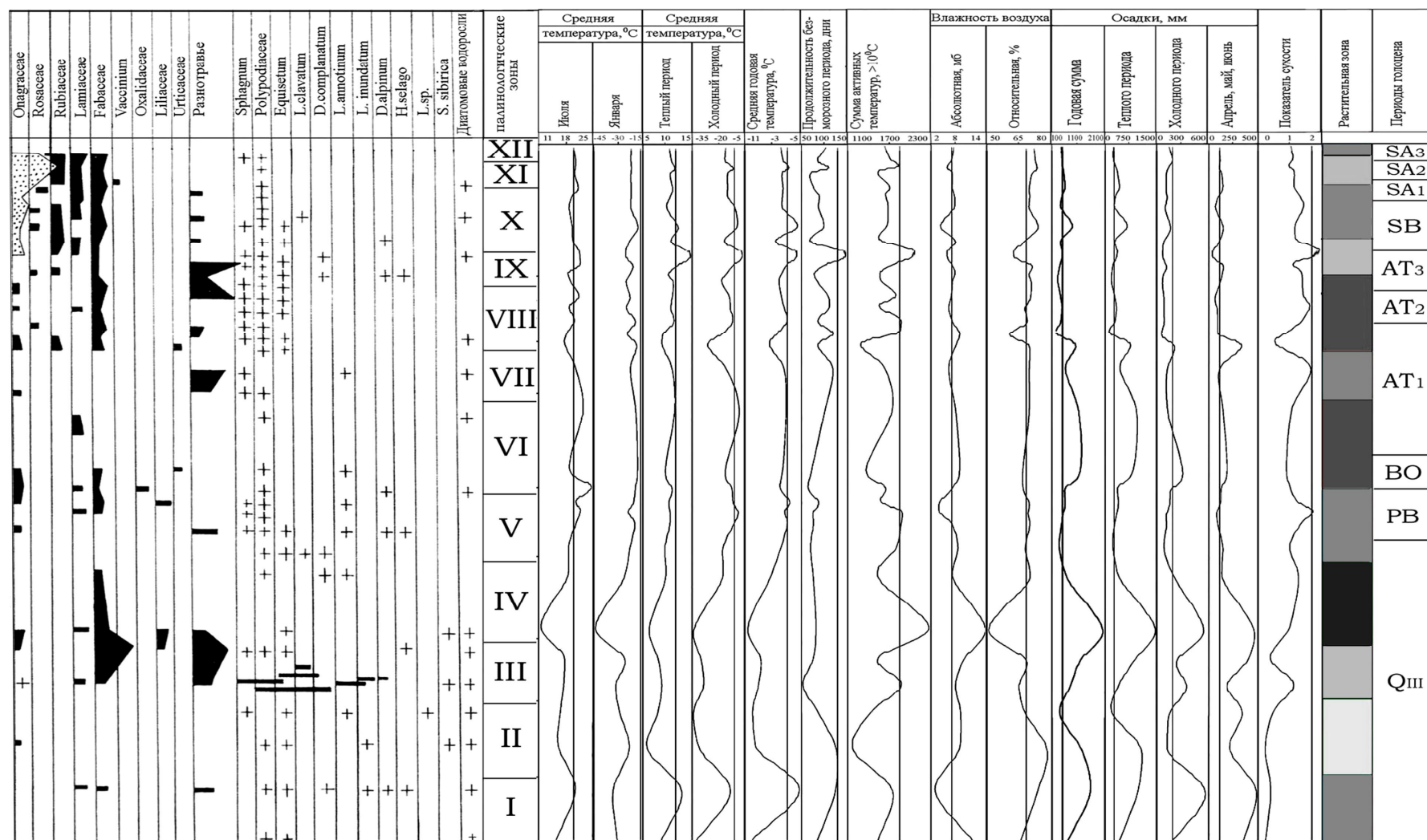


Рис. 2 – Спорно-пыльцевая диаграмма, реконструированные элементы палеоклимата и растительности отложений позднелейстоцен-голоцена разреза «Пещера Еленева».



На спорово-пыльцевой диаграмме представлены реконструированные элементы палеоклимата и растительность. Всего выделено 12 палинологических зон, четыре из которых относятся к позднеплейстоценовому возрасту. В отложениях этого времени – Палинозона I (культурный слой 22) содержится много пыльцы древесных растений, преимущественно ели, одновременно велико содержание пыльцы лиственницы, сосны и кедра. Климатические условия этого периода времени характеризуются как прохладные и влажные. Палинозона II отличается от предыдущей преобладанием трав, но при этом термические показатели несколько ниже, чем современные, количество осадков больше современных. Состав спектров отражает преобладание степных группировок на склонах долин и лесных ассоциаций на надпойменных террасах. Палинозона III отражает развитие лесных ландшафтов с преобладанием ели, сосны и березы. Палинозона IV характеризует спектры лесного типа. При этом отмечается максимальное содержание пыльцы эфедры и пихты. Состав смешанных спектров отражает близкое расположение ксерофильной растительности на склонах долины Енисея (южные экспозиции) и локально увлажненных участков, покрытых еловыми зарослями. Палинозона V отражает временные события перехода от позднеледникового к голоцену и характеризуется развитием ландшафтов холодных степей. Кроме этого, общее количество пыльцы и спор незначительно. Среди пыльцы древесных пород отмечены зерна пихты, ели, кедра, березы, ивы и ольхи. Спектры фиксируют максимальную остепненность растительного покрова за все время накопления толщи пещерных осадков. Палинозона VI. По составу пыльцы и спор она близка предыдущей, но несколько возрастает роль разнотравья, гвоздичных и лютиковых. Велико содержание пихты. Климатические условия можно охарактеризовать как относительно прохладные и влажные. Палинозона VII. Характеризуется повышением содержания в спектрах пыльцы древесных растений. Увеличивается содержание березы, сосны и максимально содержание в спектрах пыльцы ели. Отмечена в спектрах и пыльца ивы. Состав спорово-пыльцевых спектров характеризует развитие березово-сосновой лесостепи, это время перехода к растительному покрову современного облика. Палинозона VIII характеризуется пылью разнотравья с березой и сосной и отражает ландшафты березово-сосновой лесостепи. Палинозона IX- конец атлантического времени отражает ландшафты березово-сосновой лесостепи с остепненными участками. Палинозона X - характеризует ландшафты березово-сосновой лесостепи. Палинозона XI соответствует среднесубатлантическому времени и отражает увеличение в составе растительного покрова степной растительности на склонах долин южной экспозиции. Палинозона XII (позднесубатлантическое время) – представлена пылью сосны, березы, разнотравья и отражает ландшафты сосново-березовой лесостепи.

Рассматривая изменение состава спорово-пыльцевых спектров установлено, что в первой половине голоцена в составе растительного покрова преобладала береза. Во второй половине голоцена господствующее положение заняла сосна; с атлантического времени характер растительного покрова практически не менялся, наблюдались лишь перегруппировки в составе растительного покрова, как это было характерно и для Минусинской котловины (Ямских, 1995). Переход от позднеледникового к голоцену отличается постепенностью, без контрастных изменений климата. На протяжении бореала и пребореала климат был холодным и относительно сухим (по сравнению с настоящим временем). В атлантическом периоде климатические характеристики приблизились к современным, в суббореальное и субатлантическое время резких климатических изменений не было, что указывает на относительную стабильность климата в центральных районах Сибири, в отличие от более северных территорий - тундры, лесотундры, тайги.

Работа выполнена при поддержке РФФИ р_Сибирь_а Региональный конкурс Сибирь: инициативные (грант 15-45-04381)

Список литературы:

Зубарева (Ямских), Г.Ю. Палиноспектры отложений Карауленской группы многослойных стоянок на Среднем Енисее / Г.Ю. Зубарева, А.Ф. Ямских, Н.П. Макаров // Четвертичные события Евразии и Тихоокеанского региона: тез. докл. Всесоюзн. конф. – Якутск, 1990. – С. 84–85.

Пещера Еленева – многослойный археологический памятник на Среднем Енисее / Н.П. Макаров, Н.В. Мартынович, А.Ф. Ямских, Г.Ю. Ямских [и др.] // Проблемы археологии, этнографии, истории и краеведения Приенисейского края: тез. докл. / КГПИ. – Т. 1. – Красноярск, 1992. – С. 111–120.

Природная среда позднеледникового и голоцена Красноярского археологического района (по данным изучения пещеры Еленева) / В.П. Чеха, О.В. Андренко, Н.П. Макаров, Л.А. Орлова // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири – Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2000. Вып.2. – 443–457.

Ямских, Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины / Г.Ю. Ямских. – Красноярск: Изд-во Красноярского гос. ун-та, 1995. – 180 с.

Ямских Г.Ю. Реконструкция растительности и климата голоцена внутриконтинентальных территорий Приенисейской Сибири : автореферат дис. ... доктора географических наук : 25.00.23, 25.00.25 / Алт. гос. ун-т. - Барнаул, 2006. - 32 с.

Ямских Г.Ю. Количественная оценка элементов палеоклимата голоцена Приенисейской Сибири. Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сборник научных трудов XII Всероссийской Палинологической конференции (29 сентября–4 октября 2008 г., Санкт-Петербург): В 3 т. /отв. ред. О.В. Прищепа, Д.А. Субетто, О.Ф. Дзюба. – СПб.: ВНИГРИ, 2008. – Т. II. – С. 271–273.

СТРОЕНИЕ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ МАНЫЧА – КЛЮЧ К КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЯ И ПОНТА

Т.А. Янина¹, О.К. Борисова², Р.Н. Курбанов^{1,2}, Е.В. Гаранкина¹, В.Р. Беляев¹

¹Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, paleo@inbox.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

SEDIMENTARY COMPOSITION OF THE MANYCH STRAIGHT – THE KEY TO THE CORRELATION OF THE LATE PLEISTOCENE DEPOSITS AND EVENTS IN THE CASPIAN SEA – PONT REGION

T.A. Yanina¹, O.K. Borisova², R.N. Kurbanov^{1,2}, E.V. Garankina¹, V.R. Belyaev¹

¹Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Манычская депрессия – обширное понижение рельефа между Азовским морем и Прикаспийской низменностью в пределах южной части Восточно-Европейской платформы, приуроченное к Маныч-Гудилловскому тектоническому прогибу, разделенному Ставропольско-Ергенинской тектонической осью, фрагментами которой служат Зунда-Толга и Сальское поднятия. Основные реки впадины – Западный и Восточный Манычи, относящиеся к разным бассейнам. В истории Понто-Каспия депрессия играла существенную роль, периодически служа ложем проливов, функционировавшим в плейстоцене. В ее строении выделяется серия морских осадков, переслаивающихся с озерными и аллювиальными отложениями, перекрытых по бортам долины субэральными образованиями, что предоставляет исключительные возможности для изучения непосредственных соотношений каспийских и черноморских отложений, для стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций.

Во впадине начиная с 1932 г. была создана система водохранилищ, прудов и каналов, перемежающихся с проточными озерами и лиманами. В результате того, что многие естественные обнажения плейстоценовых осадков оказались затопленными, большое значение придается буровым данным по строению чехла новейших отложений. Последние материалы бурения были получены в ходе гидротехнических работ на Маныче еще в

середине прошлого века. Поэтому в настоящее время ощущается дефицит фактического материала, анализ которого призван разрешить остро дискуссионные вопросы, касающиеся проблем стратиграфии и корреляции плейстоценовых отложений Понто-Каспия (Лисицын, 1932; Горецкий, 1957, 1958; Николаев, 1958; Попов, 1955, 1977, 1983; Федоров, 1978; Свиточ и др., 1998, 2008, 2010; Бадюкова, 2001; Чепалыга и др., 2005; Янина, 2006, 2012 и др.).

В феврале 2016 года совместной экспедицией Института географии РАН и Географического факультета МГУ в центральной части Манычской депрессии были выполнены комплексные геоморфологические и палеогеографические исследования. Важная составляющая этих исследований - бурение двух скважин: «Mn-1» глубиной 42,0 м в 5 км к ССЗ от пос. Маныч и «Pr-1» глубиной 40,2 м в 7 км к ЮЗ от пос. Пролетарский, ударно-канатным способом с выходом керна диаметром 15 см. Из керна произведен сплошной отбор образцов на разные виды анализов: литологический, геохимический, макро- и микрофаунистический, спорово-пыльцевой, геохронологический (на радиоуглеродное, торий-урановое, OSL датирование). Геодезически точная плановая и высотная фиксация скважин, а также съемка прилегающих к ним характерных форм и элементов рельефа, выполнялась с использованием дифференциальной системы приемников спутникового позиционирования Leica System 1200. Комплекс анализов находится в стадии выполнения. Мы представляем предварительные результаты.

В забое обеих скважин вскрыты суглинки тяжелые, неоднородные, выше переходящие в переслаивание суглинка и супеси. В скв. Mn-1 горизонт вскрыт на отметках 42,0-36,8 м, в скв. Pr-1 на отметках 40,2-36,5 м. Толща предварительно трактуется нами как каспийская хазарская. Выше залегают глины и глинистые алевроиты мощностью до 4 м, включающие многочисленные раковины черноморских моллюсков *Cardium edule*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Chione gallina*, *Loripes lacteus*. Видовой состав малакофауны указывает на ее принадлежность карангатскому (морская изотопная стадия МИС 5) трансгрессивному бассейну Понта. Очевидно, в районе исследований в долине Маныча существовал глубокий залив карангатской трансгрессии с соленостью (в составе фауны эвригалинные и умеренно стеногалинные виды), близкой солености современного Черного моря.

Карангатские отложения выше по разрезу сменяются пачкой глин и алевроитов мощностью около 1 м, с гнездами, друзами и отдельными кристаллами гипса. Они содержат раковины пресноводных моллюсков (*Viviparus*), элементы морской (*Cardium edule*) и каспийской солоноватоводной (*Didacna cristata*) фаун. Морская фауна характеризует опресненные условия карангатского бассейна. Каспийский вид *Didacna cristata* является характерным представителем гирканского трансгрессивного бассейна (Попов, 1983) Каспия. Очевидно, состав фауны отражает смешение карангатских и гирканских вод - впадение гирканского пролива-реки Каспия в карангатский залив Понта. Присутствие в составе комплекса раковин пресноводных реофильных моллюсков свидетельствует о распреснении вод залива усиливающимся стоком пресных вод с водосборного бассейна. Реконструированные условия отражают палеогеографическую ситуацию времени начала регрессии карангатского бассейна Понта, отступления его вод из Манычской депрессии и одновременного ее заполнения водами гирканской трансгрессии Каспия. Залегающие выше глинистые осадки содержат раковины каспийских моллюсков *Didacna hyrcana* и *D. cristata*, представляющих фауну гирканской трансгрессии Каспийского моря (Попов, 1983; Янина и др., 2014). Состав моллюсков свидетельствует о развитии в исследуемом районе гирканского пролива, имеющего опресненные солоноватые каспийские воды (8-10%), причем пролива, судя по распространению на всем протяжении Манычской депрессии в гирканском слое раковин моллюсков, принадлежащих лишь гирканскому бассейну Каспия, а также находкам этих же раковин в тарханкутских осадках Понта, однонаправленному. Палеогеографическая ситуация отражает окончательное стягивание карангатских вод из Манычской депрессии в черноморскую котловину при снижении уровня и начинающейся пост-карангатской регрессии. Временной интервал реконструированных событий отвечает переходному этапу

от микулинского межледниковья к калининской ледниковой эпохе (завершающие фазы МИС5).

Вышележащий горизонт мощностью около 13 м характеризуется алеврито-глинистым составом, местами с неясной горизонтальной слоистостью. В нижней части разреза встречаются моллюски, характерные для проточных водоемов: *Dreissena polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *Viviparus duboisianus*, *Lithoglyphus* sp., а выше – раковины озерных моллюсков *Planorbis planorbis*, *Anisus spirorbis*, *Gabba palustris*. В верхней части толщи отмечаются *Planorbis*. Это буртасские озёрные отложения. Следовательно, морская эпоха развития центральной части Маныча сменилась озерной фазой – во второй половине позднего плейстоцена (MIS 4-3) здесь существовало Буртасское озеро. В начале озеро было проточным, судя по обилию в основании его осадков моллюсков, предпочитающих условия спокойного течения. Образование озера могло быть обусловлено, по предположению Г.И. Попова (1983), опусканием Маныч-Гудиловского прогиба (между поднятиями Сальским и Зунда-Толга). Мы не можем полностью согласиться с этим заключением, вопрос требует дальнейшего исследования.

Горизонт, залегающий с разрывом на буртасских осадках, характеризуется переслаиванием алевро-песков, алевритов и глин, включающих мелкие раковины *Didacna ebersini* и *Dreissena polymorpha*. В скважине Mn-1 отложения четко выражены, находятся на глубине 18,5-15,6 м. В скважине Pr-1 аналогичная толща включает лишь единичный детрит неопределимых раковин, ее можно выделить условно. Состав раковин свидетельствует о раннехвалынском возрасте отложений. Можно предположить, что осадки отражают первый этап сброса хвалынских вод в черноморскую котловину, произошедший в интервале МИС 3, в эпоху, когда в Каспии развивалась ранняя стадия хвалынской трансгрессии, отложения которой вскрыты скважинами в Северном Каспии (Безродных и др., 2015). В Понте в эту эпоху развивалась сурожская трансгрессия. Это предположение авторов является новым, для его обоснования требуются дальнейшие исследования.

Глины перекрывают тяжелые суглинки, в которых линзами встречается алеврит. Эти отложения образовались в озерно-континентальных условиях послераннехвалынской эпохи.

Континентальный этап развития района исследований во второй половине позднего плейстоцена привел к эрозионному расчленению буртасских отложений и первоначальному этапу образования характерных форм рельефа – протяженных гряд. Окончательное формирование грядово-ложбинного рельефа произошло в эпоху второго этапа сброса хвалынских вод по Манычу. Об этом этапе свидетельствуют вложенные в размытые буртасские отложения хвалынские осадки, формирующие террасу на отметках около 22 м. Хвалынские отложения повсеместно выходят на дневную поверхность и доступны для сборов малакофауны (Свиточ и др., 2008; Янина, 2006). Их строение, положение в сводном разрезе позднего плейстоцена Маныча и радиоуглеродные датировки (Свиточ и др., 2008, 2010; Янина, 2012) свидетельствуют о том, что в самом конце позднего плейстоцена по Манычу осуществлялся перелив каспийских вод в новоэвксинский бассейн Черного моря. Ископаемые сообщества моллюсков из хвалынских отложений Маныча указывают на однонаправленную миграцию малакофауны из Каспия. При этом показательным представляется их изменение с востока на запад, характеризующее соленость в проливе. На самом востоке, у его выхода в Западный Прикаспий, в устье Восточного Маныча, обитала типично солоноватоводная хвалынская фауна, представленная руководящими видами *Didacna protracta*, *D. ebersini* а также *Dreissena rostriformis distincta*. Западнее *Didacna protracta* исчезает, а из дидакн присутствуют только тригоноидные виды, выдерживающие опресненную обстановку, с примесью многочисленных монодакн и адакн. Еще западнее, в устье Дона и Азовском море, дидакны исчезают. Исключение составляют редкие тригоноидные дидакны, отмеченные по материалам бурения в новоэвксинских отложениях Азовского моря (Андрусов, 1926; Федоров, 1978).

Это была последняя, фактологически доказанная, эпоха существования пролива, во время которой происходила миграция каспийской фауны в Черноморский бассейн. С

закрытием хвалынского пролива наступил континентальный этап развития Манычской депрессии, характеризующийся формированием толщи субэвральных отложений (преимущественно осадки озерного материала и лессовидных суглинков), начавшийся в конце МИС 2 - начале МИС 1 и продолжающийся в настоящее время.

Полученные предварительные данные отражают сложную историю развития Манычской депрессии в позднем плейстоцене и указывают на его значительную роль в понимании истории развития и связи морских бассейнов Понта и Каспия. В ближайшее время планируется выполнить дополнительное детальное исследование керна для получения более обоснованной палеогеографической реконструкции развития природной среды региона. В перспективе планируется продолжить исследования в Манычской депрессии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-17-00705).

Список литературы:

- Андрусов Н.И. Геологическое строение и история Керченского пролива // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. — 1926. Т. 4. № 3-4. — С. 294-332.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Доклады Академии наук. — 2015. — Т. 462, № 1. — С. 95–99.
- Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. — 2014. № 3. — С. 3-9.
- Бадюкова Е.Н. Некоторые вопросы истории развития Маныча в позднем плейстоцене – голоцене // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. — М.: ГЕОС, 2001. — С. 320-334.
- Горецкий Г.И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларско-гирканский и буртасский века // Вопр. географии. — 1953. Сб. 33. — С. 190-221.
- Горецкий Г.И. Буртасское среднеантропогенное озеро и проблема колебания уровня мирового океана в связи с оледенениями // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — Т. XXXIII(2). — 1958.
- Лисицын К.П. Геологический путеводитель по р. Манычу // Путеводитель экскурсий 2 Междунар. конфер. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. — М.-Л.: Гос. науч.-технич. изд-во, 1932. — С. 130-136.
- Николаев В.А. К истории Восточного Маныча в четвертичное время // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. — 1958. № 2.
- Попов Г.И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских отложений // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. — Т. 20. Вып. 2. — 1955. — С. 31-49.
- Попов Г.И. Корреляция морских и континентальных четвертичных отложений Понто-Каспийской области // Геология четвертичного периода (плейстоцен). — Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1977. — С. 163-169.
- Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. — М.: Наука, 1983. — 216 с.
- Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). — М.: РАСХН, 1998. — 288 с.
- Свиточ А.А., Янина Т.А., Антонова В.М., Й. ван дер Плихт. Хвалынская фауна Маныча // Доклады АН. Серия геогр. — 2008. — Т. 421. № 5. — С. 987-992.
- Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г. и др. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). — Географический факультет МГУ, Москва, 2010. — 136 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. — М.: Наука, 1978. — 165 с.
- Чепалыга А.Л., Пирогов А.Н. События Эпохи Экстремальных затоплений в долине Маныча: сброс каспийских вод через Маныч-Керченский пролив // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. — С. 445-447.
- Янина Т.А. Депрессия Маныча как область миграций фаун Понто-Каспия в плейстоцене // Геоморфология. — 2006. № 4. — С. 97-106.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. — 264 с.

К ПРОБЛЕМЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И ПРИАЗОВЬЯ

Т.А. Янина¹, А.А. Свиточ¹, Р.Н. Курбанов^{1,2}, А. Мюррей³, Н.Т. Ткач¹, Н.В. Сычев¹

¹Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, paleo@inbox.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

³Орхусский университет, Дания, отдел геонаук, Северная Люминесцентная лаборатория, andrewmurray@geo.au.dk

TO THE PROBLEM OF CORRELATION OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOGEOGRAPHICAL EVENTS IN THE NORTHERN CASPIAN AND AZOV SEA LOWLANDS

T.A. Yanina¹, A.A. Svitoch¹, R.N. Kurbanov^{1,2}, A. Murrey³, N.T. Tkach¹, N.V. Sychev¹

¹Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

³Aarhus University, Department of Geosciences, Northern Luminescent laboratory, Denmark

Одной из стратегических задач палеогеографических исследований А.А. Величко считал корреляционный анализ событий, зафиксированных в отложениях разных природных областей. Для территории Восточно-Европейской равнины им выполнен сопряженный анализ горизонтов лессовой формации с ледниковыми и морскими отложениями (Величко, 2012). В перспективе как результат наших совместных исследований им виделись корреляционные схемы событий в Прикаспии и Приазовье. Нами получен материал, позволяющий приблизиться к составлению схемы корреляции событий позднего плейстоцена этих южнорусских областей.

Начало позднего плейстоцена (МИС 5) для Каспия ознаменовалось двумя трансгрессивными событиями – позднехазарским и гирканским бассейнами. Существование позднехазарского трансгрессивного бассейна практически ни у кого не вызывает сомнения. Это была «малая» тепловодная трансгрессия с уровнем около -10 м, с соленостью выше современной каспийской. Характерной особенностью малакофауны является преобладание *Didacna surachanica* и *D. nalivkini*, присутствие в Северном Каспии тепловодного пресноводного вида *Corbicula fluminalis*. Вопрос о развитии гирканского трансгрессивного бассейна – дискуссионный (Попов, 1983; Янина и др., 2015). В строении керна северо-каспийских скважин осадки этого бассейна установлены (Янина и др., 2015). Они включают *D. subcatillus*, *D. cristata* и редких представителей позднехазарского комплекса. Как и в позднехазарском комплексе, присутствуют *Corbicula fluminalis*.

Начало позднего плейстоцена Понта представлено карангатской межледниковой трансгрессией, малакофаунистический облик которой отличался содержанием галофильных средиземноморских видов. Завершилась она тарханкутским бассейном, фаунистический комплекс которого представлен бедным видовым составом средиземноморской фауны, с редкими представителями в приманычской области дидакн гирканского бассейна Каспия (*D. cristata*, *D. subprotracta*, *D. subcatillus*). Строение верхнеплейстоценовой толщи в Манычской депрессии – «слоеный пирог» из осадков, включающих представителей карангатского, позднехазарского и гирканского комплексов, подтверждает частичную одновременность этих событий и свидетельствует о нестабильном состоянии уровня бассейнов. Перекрывается толща слоем гирканских отложений на всем протяжении Маныча, что указывает на существование пролива и сток гирканских вод в Понт.

Корреляция событий подтверждается и серией торий-урановых датировок (Шкатова и др., 1991; Arslanov, 1993; Динамика..., 2002; Рычагов, 1997 и др.). Карангатская трансгрессия Понта – следствие межледниковой трансгрессии Океана. Оба трансгрессивных бассейна Каспия (позднехазарский и гирканский) также были тепловодными. Понижение уровня карангатского моря и вызванное этим освобождение Манычской депрессии от его вод началось вслед за понижением уровня Океана в условиях переходного этапа к валдайской

холодной эпохе. Этому же этапу отвечал максимальный уровень гирканской трансгрессии и сток ее вод по Манычу в Понт.

Вне зоны влияния Каспия в Нижнем Поволжье нами изучен разрез Средняя Ахтуба, строение нижней части которого аналогично строению хорошо изученного разреза Беглица (Всероссийское совещание..., 2013). В основании обоих разрезов вскрывается толща лиманно-аллювиальных осадков конца среднего плейстоцена. Она перекрывается лессово-почвенной серией, образование которой относится к эпохе МИС 5. В разрезе Средняя Ахтуба ярко выражены три почвенных горизонта. Этот этап характеризуют четыре ОСЛ датировки, логично «расположенные» по разрезу. Датированы две верхние почвы (102500 ± 5160 и 68280 ± 4170 лет) и подстилающие их слои (112630 ± 5400 и 87620 ± 4100 лет), что позволяет отнести эпохи почвообразования к теплым подстадиям (МИС 5с и 5а) неустойчивого в климатическом отношении переходного этапа от микулинского межледникового к валдайскому оледенению. Формирование нижнего горизонта почвы, не имеющего датировки, логично отнести к максимально теплой эпохе микулинского межледникового (МИС 5е). Полученные ОСЛ датировки опровергли устоявшиеся представления геологов и палеогеографов (Москвитин, 1962; Свиточ, Янина, 1997; Yanina, 2012, 2014) о микулинском возрасте верхнего горизонта почвенной серии и более древнем среднеплейстоценовом возрасте двух нижних. Они показали, что каждому пику потепления пятой стадии, ярко выраженному на изотопно-кислородной кривой, в Нижнем Поволжье отвечал этап почвообразования.

В Приазовье в разрезе Беглица мезинский педокомплекс включает две почвы – салынскую и крутицкую, согласно построениям А.А. Величко. Строение разреза Средняя Ахтуба – более полное, вероятно, в связи с иными условиями осадконакопления. Ранее А.С. Тесаков с соавторами (Tesakov et al., 2010) к эпохе МИС 5 относили и более высокий уровень почвообразования. Именно к нему привязаны находки мустьерских кремневых орудий и нуклеусы. Корреляционным репером может быть также мустьерская стоянка Рынок на окраине Волгограда, также приуроченная к верхнему горизонту серии почв.

В максимум калининского похолодания (МИС 4) в Каспии в условиях холодного сухого климата гирканский бассейн регрессировал. В Северном Прикаспии накопилась ательская субаэральная толща с ледяными клиньями в основании, глубоко секущими почвенные горизонты. Заключительная фаза осадконакопления в Средней Ахтубе датирована в 48680 ± 3100 лет. По гуминовым кислотам, выделенным из вскрытых каспийскими скважинами ательских осадков, заполняющих палеоврезы, получены радиоуглеродные датировки, лежащие в интервале 36680 ± 850 – 40830 ± 100 , калиброванный возраст 41191 ± 750 – 44390 ± 180 лет (Безродных и др., 2015). Можно заключить, что завершающие стадии ательского этапа развития Каспия происходили в начальные стадии валдайского межстадиала.

Регрессия карангатского моря также имела место в эпоху калининского оледенения. Виды диатомей из скважин засвидетельствовали их принадлежность к холодным слабо минерализованным водоемам (История геологического..., 1988). На месте Азовского моря была аллювиальная равнина Дона. В Северном Приазовье накапливался, согласно А.А. Величко (2012), хотылевский лёсс. Маныч не функционировал.

В межстадиальное потепление (МИС 3), согласно материалам изучения каспийских скважин (Безродных и др., 2015), в Каспии развивалась умеренно тепловодная ранняя стадия хвалынской трансгрессии. Ее мелководные отложения включают преимущественно *D. subcatillus*, глубоководные – *D. protracta submedia*. ^{14}C датировки лежат в интервале 28,5–31,5, калиброванный возраст 33,5–36,5 тыс. л.н. На северо-каспийском побережье еще продолжалось накопление ательских отложений. Это были водные осадки. Слабо выраженные горизонты почв в их строении отражают этапы смягчения климата. ОСЛ даты, полученные по аллювиальным отложениям этой эпохи разреза Средняя Ахтуба, 36780 ± 3000 , 35500 ± 2800 и 27000 ± 1580 лет, отражают повышение базиса эрозии в результате трансгрессивного поднятия уровня Каспия.

В межстадиальное потепление Черноморский бассейн пережил сурожскую трансгрессию, отложения которой находятся внутри современной акватории моря (до -20 м) (Попов, 1983). Время ее существования оценивается в 40-25 тыс. л.н. (Щербаков, 1982). Влияния средиземноморских вод на Понт не было, трансгрессия развивалась по «каспийскому типу». Умеренно теплые пыльцевые спектры из керна скважин на шельфе регистрируют потепление посткарангатского бассейна (История геологического..., 1988). Межстадиальному потеплению МИС 3 в Приазовье отвечает формирование брянской почвы, заключительная фаза формирования которой определена в 30-24 тыс. лет назад (Величко, 2012).

В эпоху LGM, отличавшуюся суровым климатом и широким распространением мерзлоты, трансгрессивная тенденция Каспия была прервана. В криоаридных условиях Каспий регрессировал. Это хорошо отражено в строении каспийских скважин (Безродных и др., 2015). В строении разреза Средняя Ахтуба фиксируется этап накопления лессовидных супесей, размытый в своей верхней части хвалынскими каспийскими осадками.

Глубокую регрессию (новоэвксинскую, до -120 м) испытал и Черноморский бассейн. Спорово-пыльцевые спектры и флора диатомовых являются свидетелями сильного похолодания (Жузе и др., 1980; История геологического..., 1988). Оба бассейна представляли собой изолированные озерные водоемы, дальнейшее развитие которых должно проходить синхронно. На месте Азовского моря была аллювиально-озерная равнина. В Северном Приазовье накапливалась лессовая толща (Величко, 2012).

В Каспии в эпоху деградации оледенения развитие хвалынской трансгрессии возобновилось. Литологическая особенность хвалынских отложений – шоколадные глины; их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в условиях деградации последнего (осташковского) оледенения и таяния мерзлоты. Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны свидетельствует о высокой мутности водоема. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что их большая часть относится к стадиальному уровню около 22 м, определяя его возраст (калиброванный) в 15–14 тыс. л.н. (Свиточ, Янина, 1997; Arslanov et al., 2016). В разрезе Средняя Ахтуба хвалынский комплекс отложений представлен шоколадными глинами с прослоем песка, содержащего многочисленные раковины моллюсков *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*. ОСЛ даты слоев шоколадной глины 15000 ± 1000 и 13000 ± 500 лет также свидетельствуют об их накоплении в эпоху деградации осташковского оледенения.

Трансгрессия каспийского типа (новоэвксинская) началась и в Черном море, однако, его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящийся в регрессивном состоянии Средиземноморский бассейн. Отложения с новоэвксинским трансгрессивным комплексом, в составе которого господствуют слабо солоноватоводные монодакны, адакны, дрейссены, распространены на шельфе ниже -30 м (Невесская, 1965; История геологического ..., 1988 и др.). Большое значение для корреляции имеют находки в новоэвксинских осадках раковин *Didacna moribunda*, идентичных *Didacna ebersini* – руководящего вида хвалынской фауны (раннехвалынский комплекс) Каспия (Андрусов, 1926). В нем определены также хвалынские виды остракод и фораминифер. Трансгрессивно-регрессивная ритмика новоэвксинского бассейна находилась в зависимости от соотношения составляющих водного баланса, а также от функционирования Манычского и Средиземноморско-Черноморского проливов. К рубежу 9,8 тыс. л.н. уровень моря достиг отметки примерно -30 м (Балабанов, 2009). В истории Понта начался черноморский (голоцен) этап развития. Голоцен Каспия охарактеризован новокаспийским этапом его развития, в эпоху которого в Северном Прикаспии господствовали континентальные условия.

Таким образом, сделанные нами предварительные выводы показывают, что корреляционную схему событий Северного Прикаспия и Приазовья можно составить как в результате изучения разрезов, расположенных в этих регионах, так и использования материалов по корреляции трансгрессивно-регрессивных событий в Каспии и Азово-Черноморском бассейне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-17-00705).

Список литературы:

- Андрусов Н.И. Геологическое строение и история Керченского пролива // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. – 1926. Т. 4. № 3-4. – С. 294-332.
- Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. – М., Владивосток «Дальнаука», 2009. – 352 с.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Доклады Академии наук. — 2015. — Т. 462, № 1. — С. 95–99.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия // Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 56–57.
- Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А. Об ательской регрессии Каспийского моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 2015. – № 2. – С. 77–85.
- Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. – М.: ГЕОС, 2012. – 563 с.
- Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Путевод. полевых экскурсий. – Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. – 48 с.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. (ред. А.А. Величко). – М.: ГЕОС, 2002. – 232 с.
- Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. – М.: Наука, 1980. – С. 77-86.
- История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря (ред. П.Н. Куприн). – М.: МГУ, 1988. – 312 с.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 263 с.
- Невесская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. – М.: Изд-во АН СССР, 1965. – 392 с.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отлож. плейстоцена южных морей СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 61-68.
- Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. – М.: МГУ, 1997. – 267 с.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. – М.: Россельхозакадемия, 1997. – 268 с.
- Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В., Шлюков А.И. Стратиграфия хвалынских и хазарских отложений нижнего течения р. Волги и их возраст по радиоизотопным данным // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1991. № 59. – С. 110-121.
- Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Изменения уровня моря. – М.: МГУ, 1982. – С. 189-194.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. – 264 с.
- Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Моск. университета. Серия 5. География. – 2014. № 3. – С. 3-9.
- Arslanov Kh.A. Late Pleistocene geochronology of European Russia // Radiocarbon, 1993. – Vol. 35, N 3. – P. 421-427.
- Tesakov A.S., Titov V.V., Leonova N.B., Velichko A.A., Simakova A.N., Zastrozhnov A.S., Frolov P.D. Quaternary Stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connections between Europe, Africa, and Asia. Programme and guidebook of excursions. – Rostov-on-Don, 2010. – 48 p.
- Yanina T.A. Correlation of the late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian plain // Quaternary International. — 2012. — no. 271. — P. 120–129.
- Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: Environmental consequences of climate change during the late Pleistocene // Quaternary International. — 2014. — Vol. 345. — P. 88–99.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ: ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Д.В. Назаров^{1,2}

¹ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

d.nazarov@spbu.ru

QUATERNARY SEDIMENTS OF THE SIBERIAN ARCTIC: CHALLENGES OF GENETIC INTERPRETATION FOR GEOLOGICAL MAPPING

D.V. Nazarov^{1,2}

¹National Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia

²Saint-Petersburg University, St. Petersburg, Russia

d.nazarov@spbu.ru

До сих пор одной из главных проблем картирования четвертичных образований является неоднозначная интерпретация их генезиса. Принято считать, что на арктических равнинах Сибири практически невозможно убедительно доказать принадлежность пород к морене или маринию, при том, что и те, и другие имеют крайне широкое распространение. Полевые работы последних двух десятилетий на северо-востоке европейской части России, Западной Сибири и Средней Сибири позволили в значительной степени решить этот вопрос, через усовершенствование технологии полевого определения генезиса четвертичных образований.

Современная технология полевого определения базируется на анализе сочетания осадочных текстур и архитектуры фаций. Совместно со структурно-геологическим методом данный анализ необходим для уверенной генетической интерпретации и корреляции водно-осадочных и ледниковых четвертичных образований. В рамках геологического картирования седиментологические методы слабо использовались при генетической интерпретации и корреляции четвертичных образований по двум причинам. Первая – весьма ограниченный набор типов осадочных пород, слагающих четвертичные отложения. В отсутствии современных знаний из области седиментологии, это не позволяло выделить четких отличительных признаков для той или иной рыхлой толщи. Вторая причина – встречаемость одних и тех же осадочных текстур при их большом разнообразии в породах совершенно разного генезиса. Тем не менее, давно установлено, что определенный набор осадочных текстур и их соотношения между собой могут отражать лишь строго определенную обстановку седиментации. Закономерные для конкретных условий осадконакопления сочетания текстур устанавливаются либо через наблюдения за современными процессами седиментации, либо через моделирование осадочных процессов, что отражено в многочисленной зарубежной литературе и отчасти в отечественной.

В качестве элемента, необходимого для любого полевого исследования четвертичных отложений с целью определения их генезиса, предлагается следующая схема. В пределах выделенного стратона детально изучаются осадочные текстуры с подробной фотодокументацией. Фиксируется качество переходов от одних текстур к другим. Особое внимание уделяется характеру текстур на контактах стратона. Выделяются отдельные фации с набором текстур, резко отличным от других. Сочетания текстур в пределах отдельных фаций и фациальные изменения по вертикали и латерали вместе с обликом контактов, позволяют установить генезис стратона. Уникальный набор осадочных текстур и их определенные сочетания, в некоторых случаях, позволяют проводить корреляцию толщ на расстоянии в десятки и первые сотни километров. В дополнение используются данные о направлениях палеотечений, размерах и форме обломочного материала.

Ключевым элементом при генетической интерпретации четвертичных образований остается структурно-геологический метод. Несмотря на естественность его использования при проведении любого рода геологических работ, при изучении четвертичных образований

структурная геология и выяснение характера контактов нередко игнорируются. При стратиграфическом расчленении и корреляции, акцент смещают в сторону геохронометрических, палеонтологических, палеомагнитных, геоморфологических и других методов. Специфика континентального и прибрежно-морского осадконакопления заключается в хорошо известной резкой изменчивости характера отложений на коротких дистанциях в несколько десятков метров, как по вертикали, так и по латерали. По этой причине недостаток информации о форме залегания и взаимоотношениях геологических объектов, часто приводит к ошибочной интерпретации результатов геохронометрических, палеонтологических и прочих данных. В нашем случае суть структурно-геологического метода сводится к максимально тщательному прослеживанию контактов отдельных морфолитостратиграфических подразделений и определению их взаимоотношений в пространстве. Отбор образцов проводится лишь после установления схемы залегания стратонов в пределах отдельного обнажения.

Принципиальное значение имеет качество подхода к изучению новых объектов, т.е. к расчистке обнажений, необходимой и достаточной для обнаружения и прослеживания контактов, осадочных текстур и их сочетаний.

Главным результатом многолетнего применения указанной технологии в российской Арктике является демонстрация кардинального отличия друг от друга образований ледникового и морского происхождения в разрезах рыхлой толщи практически однородного состава. Сотни опорных обнажений и тысячи квадратных метров расчисток позволили установить, что морена однозначно идентифицируется при наличии следов движения льда в теле ледника и любых проявлениях гляциотектоники – от экзарационных контактов и складок волочения, до взбросов, надвигов и текстур захвата. Для уверенного установления генезиса морских отложений подходят любые признаки водной седиментации, которые напрочь отсутствуют в ледниковых образованиях. Особенно ярким знаком морского происхождения породы служат следы жизнедеятельности в ней моллюсков вкупе с остатками самой фауны. В совокупности они однозначно свидетельствуют о морском генезисе толщи.

СЕКЦИЯ № 2
**РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ЛАНДШАФТОВ:
РЕКОНСТРУКЦИИ И ПРОГНОЗНЫЕ ОЦЕНКИ**

SECTION 2
**MULTISCALE CLIMATE AND LANDSCAPE CHANGES:
RECONSTRUCTION AND PREDICTION**

**ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ В ДНИЩЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН В ГОЛОЦЕНЕ:
ПОЧВЕННЫЕ И ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ**

А.Л. Александровский¹, Е.Г. Ершова², Е.В. Пономаренко³, Н.А. Кренке⁴

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, alexandrovski@igras.ru

²Московский государственный университет, биологический факультет, Москва, Россия,
eershova@rambler.ru

³Оттавский университет, факультет географии, Канада, eponomarenko@yahoo.com

⁴Институт археологии РАН, Москва, Россия, nkrenke@mail.ru

**CHANGES OF LANDSCAPES IN THE BOTTOM OF RIVER VALLEYS IN THE
HOLOCENE: SOIL AND PALEOBOTANICAL DATA**

A.L. Alexandrovskiy¹, E.G. Ershova², E.V. Ponomarenko³, N.A. Krenke⁴

¹ Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

² Moscow State Lomonosov University, Moscow, Russia

³ Ottawa University, Ottawa, Canada

⁴ Institute of Archeology RAS, Moscow, Russia

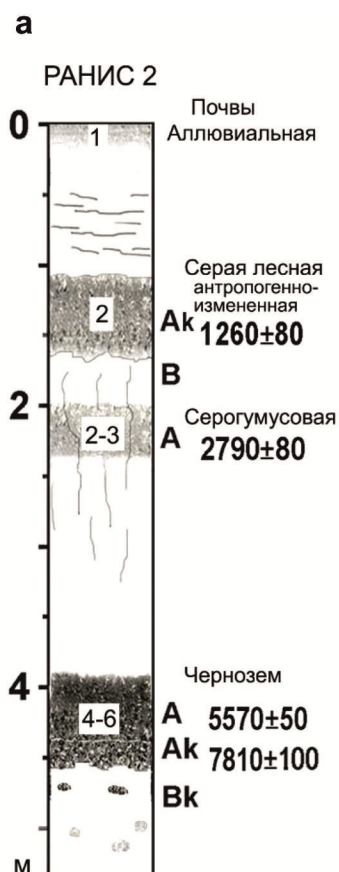
Комплексные палеогеографические исследования серий голоценовых погребенных почв представляет большой интерес для реконструкции истории современных ландшафтов (Величко, Морозова, 1975, 1986; Иванов, 1992; Mandel, 1992). В последнее время появились новые данные об изменениях климата и растительности переходной полосы от леса к степи в центре Русской равнины (Кренке и др., 2014; Ershova et al, 2014). Установлено, что в течение среднего и позднего голоцена происходило постепенное увлажнение климата и увеличение лесистости (Новенко и др., 2016). Все это позволяет еще раз рассмотреть проблему изменений границы между лесом и степью. Решение вопроса осложнено тем, что в позднем голоцене антропогенное воздействие на растительный покров достигло высокой интенсивности, и поэтому получаемые данные реконструкций в значительной степени искажены. Большой интерес в этом отношении представляют результаты комплексных исследований, в частности пойменных погребенных почв. В генетическом профиле почв находят отражение как антропогенные, так и климатически обусловленные изменения среды, что важно при сопоставлении данных почвенных и палеоботанических методов. Пойменные почвенно-аллювиальные серии могут охватывать весь голоцен (Sycheva et al, 2003; Леонтьев и др., 2002; Artyushenko et al, 1979; Mandel, 1992). Однако до настоящего времени пойменные разрезы в средней полосе Русской равнины с помощью спорово-пыльцевого метода и других палеоботанических методов были исследованы слабо.

В последнее время авторами статьи проведено детальное исследование палеопочв ряда разрезов поймы Москвы-реки с использованием методов палеопедологии и палинологии. Исследованные почвы по данным радиоуглеродного и археологического датирования имеют следующий возраст: почва 1 – современная слаборазвитая; почва 2 – содержит находки железного века, поздний голоцен; почва 3 – находки эпохи бронзы, конец среднего голоцена; почва 4 – неолит, средний голоцен, нередко объединяется с более ранними почвами 5 и 6 среднего и раннего голоцена. В частности, специальные исследования были посвящены почве 4 атлантического периода голоцена (Звенигородская стоянка), которая относится к

темногумусовым и содержит пыльцу степных и лесных биомов (Ershova et al, 2014), почве 3 суббореального периода (ЗБС-4), отнесенной к серогумусовым и содержащей пыльцу лесной растительности (Ershova et al, 2016). Большой интерес представляет почва позднего голоцена (почва 2 по нашей стратиграфической схеме), формировавшаяся в течение железного века и раннего средневековья 2700-800 cal BP. Она встречается чаще других и в большинстве случаев имеет морфологические признаки, позволяющие относить ее к серым лесным и дерново-подзолистым (рис. 1). При этом, несмотря на сильную антропогенную измененность ландшафтов позднего голоцена, признаки антропогенной трансформации наблюдаются только в верхнем ее гумусовом или гумусо-элювиальном горизонтах, но ниже лежат иллювиальные горизонты, характерные для почв явно лесного генезиса. Причем это характерно не только для днищ долин, но и для высоких террас и водоразделов (Александровский, 2015; Alexandrovskiy et al., 2016).

Применялись методы палеопедологии, палинологии, педоантракологии (анализ угольков в почве), карпологии, микроморфологии. В почвах определялось содержание гумуса, карбонатов, фосфора.

Серия хорошо развитых палеопочв исследована в пойме Москвы-реки в разрезах РАНИС 1 и 2 (Николина гора, рис. 1). По данным радиоуглеродного датирования почва 3 в разрезе РАНИС 2 моложе, чем в других разрезах Москвы-реки и Оки. Она может быть обозначена как почва 2-3. В разрезе РАНИС 1 она, наоборот, древнее и может быть обозначена, как почва 3-4. Видимо, пока рано говорить о том, что выделяемые в пойме почвы являются четкими хроностратиграфическими уровнями голоцена и строго отражают климатические ритмы голоцена. Более четко прослеживается соответствие морфогенетического облика исследованных палеопочв общей схеме развития педогенеза и ландшафтов рассматриваемого региона в голоцене. Так, палеопочвы раннего и среднего голоцена и в пойме, и на внепойменных пространствах в большинстве случаев относятся к темногумусовым, в отдельных случаях сохраняются все признаки чернозема: карбонатный горизонт, крупные землерины (Александровский, 2015).



Дерново - подзолистая почва погребенная под пойменным аллювием мощностью 80 см

Рис. 1. Строение разрезов и возраст почв в разрезах РАНИС 2 (а) и Рыбушкино (б)

Позже под лесами, распространившимися к югу, темноцветные почвы водоразделов и террас эволюционируют в дерново-подзолистые, в поймах формируются дерново-подзолистые, а также серогумусовые почвы. В пойме Москвы-реки в большинстве случаев у почвы 2 появляется хорошо развитый горизонт ВТ, типичный для лесных/текстурно-дифференцированных почв (Alexandrovskiy et al, 2016). В отдельных случаях формируется белесый горизонт ЕL (рис. 1). В разрезе РАНИС 2 последний этап развития почвы 2-3 проходил под активным антропогенным воздействием, о чем свидетельствуют почвенные и антракологические материалы. Причем имеются основания предполагать, что почва 3 развивавшаяся здесь под хвойным лесом была смыта или перемыта, угли и хвоя ели залегают в аллювии, на котором развилась более молодая почва 2-3. Поэтому образование светлой окраски горизонта следует относить к первым этапам ее развития под лесом, а луговые спектры - к последним.

Пыльцевые спектры почвы 2 в разрезах РАНИС однозначно свидетельствуют о ее лесном происхождении. В них преобладает пыльца древесных (70-80% от общего спектра), среди которых доминирует *Picea* (около 40%). В то же время в почве 2 заметны некоторые очевидные признаки хозяйственной деятельности: единично представлена пыльца луговых трав, пашенных сорняков и рудеральных видов (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Polygonum*, *Rumex*, *Fagopyrum*, *Malvaceae*, *Chamaenerion*, *Pteridium*). В самом верхнем горизонте почвы также заметно некоторое сокращение участия ели. Однако, мы не можем однозначно сказать, к какому периоду относятся отмеченные признаки хозяйственной активности, поскольку погребенная почва 2 формировалась длительное время (более 1500 лет), в течение которого накопления аллювия не было, либо его интенсивность резко понижалась. Вместе с тем, протекали разнообразные почвенные процессы, в частности биотурбации, способствовавшие перемещению пыльцы по профилю почвы и заметно повлиявшие на характер палинологических спектров. В результате этого здесь, как и во многих других случаях, палинологические и палеопочвенные данные могут давать разную информацию: почвенные свидетельствуют о лесном генезисе почвы 2, пыльцевые - о луговых биотомах с большим участием сорняков. Весьма вероятно, что в рассматриваемых разрезах все антропогенные индикаторы относятся уже к самому последнему этапу формирования почвы 2 – средневековому.

Большой интерес для реконструкции антропогенных изменений ландшафтов представляет сопоставление данных антракологии, палинологии и палеопедологии. Нижняя почва разрезов РАНИС 1 и 2, по данным ^{14}C датирования: 5570 ± 50 , 7200 ± 110 , 7810 ± 100 и 8180 ± 100 л.н. (GIN-15105, Ki – 14017, Ki – 18753, GIN-13778) - может быть представлена, как объединенная почва 4-6, которая развивалась около 5 тыс. лет в течение первой половины голоцена. В разрезе РАНИС 2 профиль почвы АU-АUca-BCA-С. Все признаки: гумусовый горизонт черного цвета, мощность до 60 см, наличие в горизонтах ВСА и С многочисленных землероинов, а также карбонатность нижней части гумусового горизонта АUca и нижележащего ВСА, сближают почву с черноземами или лугово-черноземными почвами. В верхней части гумусового горизонта встречаются остатки обугленных травянистых растений и небольшие окатанные угольки мелких кустарничков. Почва относится к черноземам или лугово-черноземным почвам. Как и в других исследованных разрезах поймы Москвы-реки, состав ее гумуса гуматный, что сходно с черноземами (для почв 2 и 3 – фульватно-гуматный, близкий таковому дерново-подзолистых и серых лесных почв). Максимальные значения коэффициента экстинкции приурочены к темноцветным горизонтам погребенных почв (до 0.32) и не имеют аналогов среди современных почв региона. Почва содержит пыльцу степной растительности. Отмечается высокая доля пыльцы полыни, пыльца хвойных и древесный уголь в ней отсутствуют. Существенные отличия палеоландшафтов от современных подтверждаются палеоботаническими данными, полученными не только по почвам, но и по торфу и гумусированным отложениям расположенного поблизости древнего пойменного болота (Аксининское болото) (Ershova et al., 2016). Эти данные свидетельствуют об открытом характере биомов поймы в первой половине голоцена: это были степные биомы

с тундровыми элементами в раннем голоцене и лесостепные – в первой половине среднего голоцена.

Большое значение имело привлечение данных антракологии (Ponomarenko, Anderson, 2013). Так, по данным исследования почв разреза РАНИС 2 антропогенные признаки отчетливо прослеживались только в почве 2 (пирогенные карбонаты, повышенная мощность и гумусированность, перерытость землероями как результат сведения леса). Пыльцевые данные свидетельствовали о существенной трансформации растительности и высокой доле сорняков в почве 2. По антракологическим данным признаков антропогенных трансформаций оказалось больше и относились они не только к позднему, но и к среднему голоцену. По данным палинологии на уровне нижней черноземной почвы реконструирована степная растительность, отмечается высокая доля пыльцы полыни. В верхней части данной почвы много мелких остатков повторно-обожженного угля, что предположительно указывает на антропогенный выжиг травянистой растительности под сенокос или пастбище. В аллювии, перекрывающем нижнюю почву, много мелких угольков. В их составе преобладает ель. Семена сорных не найдены. Наличие золы, фрагментированного мелкого угля, в том числе, вторично обожженного, возможно, позволяет предполагать подсечно-огневое земледелие. В почве 3 также обнаруживаются признаки выжигания поймы, возможно, под пастбище. Угли мелкие, все повторно или многократно пережженные, имеются обожженные семена маревых (лебеда). В аллювии над почвой 3 многочисленные обугленные иглы ели, а также угли ели березы, дуба, обугленные семена маревых (лебеда). Предполагается расчистка поймы и склонов долины под пашню. В почве 2 найдены повторно-обожженные угли, в частности, сосны, много обугленных семян лебеды. Реконструируется регулярное выжигание растительности под пастбище. В вышележащем аллювии также обнаруживаются следы пережженных углей. Предполагается зарастание поймы вязом, осиной или ивой с последующим их выжиганием.

Таким образом, пыльцевые и антракологические данные показывают, что в поймах в первой половине голоцена преобладали безлесные ландшафты. Почвы в большинстве случаев темногумусовые, иногда определяются черноземы, в редких случаях глееземы или серогумусовые. Под воздействием процессов диагенеза заметно изменена структурная организация, снизилось содержание гумуса, карбонаты, очевидно присутствовавшие исходно, выщелочены за пределы почвенного профиля. Они сохранились только в одном случае, в разрезе РАНИС 2. Хорошо сохранилась темная гумусовая прокраска этих почв, содержание гумуса хотя и понизилось, но оно обычно выше, чем в почвах 3 и 2 лесного генезиса. Часто имеется большое количество землероин, крупных, сходных с таковыми черноземов и заполненных материалом разных горизонтов черноземов и сходных с ними темногумусовых почв. На основании этого можно реконструировать существование безлесных степных биомов, вероятно, существовавших в составе лесостепных ландшафтов в центре Русской равнины в первой половине голоцена. Все это позволяет сделать вывод о более северном расположении границы между лесом и лесостепью в раннем и среднем голоцене и значительном ее смещении к югу – в позднем голоцене.

Во второй половине голоцена, по данным палинологии и антракологии, в бассейне Москвы-реки широко распространились еловые леса. Длительность их существования, скорее всего, была разной. В почве 3, соответствующей максимуму распространения еловых лесов, изменившимся условиям среды соответствует только светлоокрашенный гумусовый горизонт. Вероятно, интервал формирования почвы 3 был непродолжительным, в связи с чем горизонт ВТ не успел сформироваться. Для вышележащей почвы 2 этот горизонт является характерным. Признаки освоения поймы человеком, такие как пыльца рудеральных видов и горелые семена сорняков, появляются уже на последней стадии формирования почвы 4, в конце атлантического периода, они соответствуют времени неолита. Более определенные следы локальных антропогенных нарушений растительного покрова появляются в пыльцевых спектрах и комплексах древесного угля в слоях с находками бронзового века. В одном из разрезов (ЗБС-4) обнаружен пахотный горизонт этого времени. Многочисленные

следы интенсивного использования поймы человеком относятся ко времени позднего голоцена, этапам раннего железного века (РЖВ) и раннего средневековья. Сравнение почвенных данных с локализацией археологических памятников РЖВ показывает расширение в пойме антропогенных лугов, в том числе, остепненных, в радиусе около 1 км вокруг укрепленных поселений железного века.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-04-01717 А

Список литературы:

Александровский А.Л. 2015. Эволюция лесных почв Центральной области // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, Гл.12.5. С. 388-401.

Величко А.А., Морозова Т.Д. 1986. Палеогеографические основы истории формирования современного почвенного покрова // Эволюция и возраст почв СССР. Пушкино: ОНТИ НЦБИ АН СССР. С. 22-36.

Величко А.А., Морозова Т.Д. 1975. Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв центра Русской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: Наука. С. 102-122.

Иванов И.В., Васильев И.Б. 1995. Человек, природа и почвы Рын-песков Волго-Уральского междуречья в голоцене. М.: Интеллект. 264 с.

Кренке Н.А., Ершова Е.Г., Александровский А.Л. 2014. Природные и антропогенные ландшафты в долине Москвы-реки по материалам комплексного исследования 1-й Звенигородской неолитической стоянки // Известия РАН, серия географическая. № 5. С. 99-115.

Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Руденко О.В., Волкова Е.М., Цыганов А.Н., Бабешко К.В., Мазей Ю.А. 2016. Реконструкция растительности и климата западной части Среднерусской возвышенности в доагрикультурный период (по данным палеоботанических исследований торфяника у с. Селихово, Орловская область) // Изв. РГО, № 1. С. 30-40.

Alexandrovskiy A. L., Ershova E. G., Krenke N. A. 2015. Buried Late-Holocene Luvisols of the Oka and Moskva River Floodplains and their Anthropogenic Evolution according to Soil and Pollen Data // Quaternary International. 10.1016/j.quaint. 12.094.

Ershova E.G., A.L.Alexandrovskiy, N.A.Krenke. 2014. Paleosols, paleovegetation and Neolithic occupation of the Moskva River floodplain, Central Russia. Quaternary International 324 (2014): 134-145.

Ershova E G, Alexandrovskiy A L, Krenke N A., Korkishko D.V. 2016. New pollen data from paleosols in the Moskva River floodplain (Nikolina Gora): natural and anthropogenic environmental changes during the Holocene // Quaternary International (2016) 10.1016/j.quaint.2015.10.086.

Mandel, R.D. 1992. Soils and Holocene Landscapes Evolution in Central and Southwestern Kansas: Implications for Archaeological Research, Soils in archaeology: landscape evolution and human occupation (edited by V.T. Holiday), Washington-London, Smithsonian institution press. P. 41–100.

Novenko E.Yu., Eremeeva A.P., Chepurnaya A.A. 2014. Reconstruction of Holocene vegetation, tree cover dynamics and human disturbances in central European Russia, using pollen and satellite data sets // Vegetation History and Archaeobotany. Vol. 23. P. 109-119.

Ponomarenko E., Anderson D.W. 2013. Signature of forest fires in prairie soils // Charcoal and microcharcoal. Continental records / F.Damblon ed. Proceedings of the 4th International Meeting of Anthracology. BAR International Series 2486. Oxford, Archaeopress. P. 195-202.

Sycheva S., Glasko M., Chichagova O. 2003. Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the central Russian upland. Quaternary International. V. 106-107. P. 203-213.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЦЕНАРИЯ АНСАМБЛЯ МОДЕЛЕЙ
31 AOGCM К ОЦЕНКЕ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ СЕВЕРА-ВОСТОКА
РОССИИ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ**

М.Д. Ананичева, А.Ю. Михайлов

Институт географии РАН, Москва, Россия, maria_anan@rambler.ru

**THE RESULTS OF THE APPLICATION OF SCENARIO 31 AOGCM ENSEMBLE OF
MODELS FOR ASSESSING THE EVOLUTION OF GLACIAL SYSTEMS OF THE
NORTHEAST OF RUSSIA: A COMPARATIVE ANALYSIS**

M. D. Ananicheva, A. Yu. Mihailov

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Для оценки эволюции ледниковых систем Северо-Востока России в качестве климатического сценария А-31 (рекомендован ГГО, Санкт-Петербург) были взяты выходные данные (температура воздуха и осадки) для интервалов 2011-2030 гг., (Катцов, Говоркова, 2013), (Чукотское и Колымское нагорья) и 2041-2060 гг. (хр. Орулган, горы Сунтар-Хаята и хр. Черского). В рамках разработанной ранее методики для построения базовой схемы вертикального распределения балансовых компонент ледниковых систем на современность нами были использованы имевшиеся климатические данные 2-ой половины XX века, данные реанализа CRU TS3.22 (для Чукотского нагорья), поля температур и осадков Университета Делавер, США (для Колымского нагорья). К 2041-2060 гг. ледники Северного массива Сунтар-Хаята (от 0,3 до 3,6 км²) претерпят значительные отступления, ледники Черского (от 0,5 до 12 км²) к этому времени сократятся меньше. Значительно менее крупные по площади ледники двух ледниковых систем - северо-запада и юго-востока хребта Орулган к этому периоду по менее жесткому сценарию RCP 4.5, исходя из климатического сценария, не сохранятся. Эволюция ледников Чукотского и Колымского нагорьев исследовалась по этому же (RCP 4.5) сценарию, но для более близкого периода в будущем – до 2030 г, ледники Чукотского нагорья сохраняются частично, Колымского же – нет. В работе дается сравнение параметров реакции ледниковых систем на климатический сценарий.

А-31 - сценарий, полученный осреднением результатов расчетов по 31 глобальным моделям циркуляции атмосферы. Эти модели участвуют в проекте CMIP5 семейства RCP, в частности был взят «жесткий» сценарий RCP8.5 для систем с относительно крупными по площади ледниками и более мягкий RCP4.5 для систем с карами небольшого размера (Towards...2007). Параметры этого сценария даны в центрах сетки 1°×1°. Они представляют среднемесячные температуры (°C), среднемесячные осадки (мм/сутки) и их стандартные отклонения (межмодельный разброс) – за 12 месяцев.

Прогноз изменения оледенения северо-восточной Сибири был рассчитан отдельно для ледниковых систем Северного (111 км²), Южного (82 км²) массивов хребта Сунтар-Хаята, хребта Черского - Эрикит (7 км²) и Буордах (63 км²) в центральной его части, массива Терентях (28 км²) на востоке (Данные Каталога ледников СССР, 1977, 1981).

Для прогноза развития оледенения, во-первых, по данным Каталога ледников СССР в пределах высот оледенения (разность между высшей отметкой области аккумуляции (С) и низшей точкой области абляции (А) ледников в ледниковой системе) были построены базовые гипсографические кривые распределения площадей ледниковой поверхности с шагом в 200 метров по абсолютной высоте.

Во-вторых, для каждой ледниковой системы по данным имеющихся метеостанций для северо-востока Сибири построены вертикальные профили аккумуляции и абляции. Помимо рядов метеопараметров станций использовались значения аккумуляции-абляции на средних высотах границы питания, снятых с карт их полей (Кренке, 1982; Ананичева, Кренке, 2008).

Подробно методика прогноза описана в (Ананичева, Кренке, 2007; Ananicheva *et al.*, 2010).

По данным Каталога ледников СССР оледенение Орулгана представлено в основном всеми разновидностями каровых и висячих ледников, и только двумя долинными. Каталог содержит данные по 74 ледникам общей площадью 17,38 км² (Каталог, 1972). По размерам ледники Орулгана разделяются на следующие группы: ~ 0,1 км² - 32,4%; 0,1-0,2 км² - 37,8%; 0,2 - 0,5 км² - 20,3%; 0,5- 0,7 км² - 4,5%; 0,7-0,9 км² - 1,4%; 0,9 -1,5 км² - 1,4%; 1,5 км² - 3 км² - 1,4%.

Для двух крупных ледниковых систем Орулгана (северо-запад и юго-восток Орулгана), исходя из сценария, пересечение высотных профилей абляции и аккумуляции произошло за пределами высших точек рельефа ($H_{ELA/n}$: 2400 м для северо-запада, и 2460 м для юго-востока), что означает, что при таком сочетании температур и осадков, как принято в сценарии, небольшие по размеру ледники Орулгана не имеют возможности сохраниться.

Для прогнозирования изменения морфологии и режима ледниковых систем Чукотки были использованы также выходные данные (температура воздуха и осадки), рассчитанные по ансамблю климатических моделей А-31, RCP 4.5, поскольку ледниковые системы данного региона вмещают небольшие ледники – от 0,1 до 1-2 км² по площади.

Ледники Чукотского нагорья, по данным Р.В. Седова (1987а), представлены несколькими группами. Ледниковые системы Чукотского нагорья к 2030 году, исходя из принятого модельного сценария (А-31, RCP4.5), сократятся по площади не одинаково. Полностью исчезнут небольшие ледники хребта Пекульней. Ледники хребта Искатень (залив Креста) и бухты Провидения к 2030 г. потеряют большую свою часть, останется лишь 6,1 и 13,6% площади соответственно. Лучше всего сохранятся ледники бассейна р. Амгуэма, находящиеся на северо-востоке Чукотки – останется почти 60% площади.

Ледники Колымского нагорья состоят из двух групп: пять располагаются на восточном склоне Колымского нагорья вблизи западного берега Охотского моря, высота границы питания от 700 до 1500 м, и 14 каровых ледников расположены в северной части п-ова Тайгонос, (Седов, 1997 б).

Для прогнозирования дальнейшего изменения морфологии и режима ледниковых систем Колымского нагорья был применен тот же сценарий (температура воздуха и осадки), рассчитанные по ансамблю климатических моделей А-31. Расчеты были проведены на период времени 2011- 2030 г. по сценарию поколения RCP, конкретно RCP4.5. Расчет по сценарным значениям температуры и осадков для ледников Колымского нагорья и полуострова Тайгонос дал такие результаты: высота границы питания нагорья не превысит 1200 м над у.м, Тайгоноса – 1400 м, эти высоты находятся на уровне высших отметок рельефа этих регионов, поэтому оледенение скорее всего будет на грани исчезновения.

Реакция ледников изучаемых систем на сценарий А-31 была проанализирована в зависимости от четырех параметров – средней площади ледника (S_{mean}), среднего диапазона высот системы (dH), изменений высоты границы питания (dH_{ELA}) и остатка площади (S_{pr}), покрытой ледником после применения сценария. Корреляционный анализ показал достаточно тесную связь как между S_{mean} и S_{pr} , так и между dH и S_{pr} ($K=0,73$).

Чем больше система по размерам ледников и размаху высот, тем больше осталось площади, покрытой льдом после применения климатического сценария.

Что касается реакции изменения H_{ELA} системы на сценарий А-31, то здесь ситуация иная: эти параметры характеризуются низкой и средней отрицательной связью. В частности, коэффициент корреляции связи dH_{ELA} с S_{pr} -0,65, а с S_{mean} - -0,50, т.е., чем больше осталось ледниковой площади у ледниковой системы, тем меньше изменения высоты границы питания, что также логично. Регрессионный анализ (множественная регрессия) этих факторов показал, что на величину оставшейся площади после применения климатического сценария S_{pr} фактор средней площади ледников S_{mean} сказывается примерно на 23%, диапазон высот ледниковой системы – на 28%, изменения высоты границы питания и величина оставшейся площади связаны не значимо.

Логическая связь между факторами, вносящими вклад в определенную реакцию ледниковых систем, указывает на состоятельность приведенного метода эволюции ледниковых систем в рамках ансамблевого сценария А-31.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №16-05-00349.

Список литературы:

Ананичева М.Д., Кренке А.Н. 2007. Гляциологический прогноз. Горное оледенение (на примере Северо-Востока России и Камчатки) В книге: Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. Москва, «Наука». С. 277-293.

Ананичева М. Д., Кренке А.Н. 2008. Эволюция полей гляциологических характеристик ледниковых систем северо-востока Сибири. В сб. Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т.3. Ч.2. Природные процессы в полярных областях Земли. Отв. ред. В.М. Котляков. М.: ИГ РАН, ИФЗ РАН. С. 125-133

Каталог ледников СССР. М.; Л.: Гидрометеиздат, 1965/1982.

Катцов В.М., Говоркова В. А. 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Вып. 569, 76–98.

Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: «Гидрометеиздат», 1982. 288 с.

Седов Р.В. 1997а. Ледники Чукотки // Материалы гляциологических исследований (МГИ). Вып. 82. С. 213–217.

Седов Р. В. 1997б. Ледники полуострова Тайгонос // МГИ. Вып. 82. С. 218 - 221.

Ananicheva M. D., Krenke A. N., and Barry R. G. 2010. The Northeast Asia mountain glaciers in the near future by AOGCM scenarios. //The Cryosphere. Vol. 4. P. 435-445

Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies, 2007. IPCC Expert Meeting Report, 19–21 September, 2007, Noordwijkerhout, The Netherlands. <http://www.ipcc.ch/ipccreports/supporting-material.htm>

ЦИКЛИЧНОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА В СТЕПЯХ ДАУРИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)

О.И. Баженова, Д.В. Кобылкин, А.А. Черкашина

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, bazhenova@irigs.irk.ru

CYCLICITY OF THE HOLOCENE GEOMORPHOLOGICAL EVENTS IN DAURIAN STEPPES (CENTRAL ASIA)

O.I. Bazhenova, D.V. Kobylkin, A.A. Cherkashina

V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Цикличность процессов – одна из важных закономерностей экзогенного рельефообразования. Особенно ярко она проявляется в районах со сложной временной организованностью геосистем. Как показали многолетние комплексные географические исследования на Харанорском стационаре, к таким районам относится Даурская степь в Юго-Восточном Забайкалье. В первом приближении степные ландшафты Даурии следует считать аналогом холодных перигляциальных степей плейстоцена. Это сходство было отмечено Ю. Г. Симоновым (1962), подчеркнувшим специфику современного рельефообразования района. В функционировании систем здесь отмечаются внутривековые циклы продолжительностью 27–35 лет, которые контролируются ходом атмосферного увлажнения (Баженова, 2007). В соответствии с этими циклами меняется площадь водного зеркала озер. Циклы хорошо выделяются и по колебанию уровней озер, представляющих

естественную разностную интегральную кривую изменения увлажнения территории степного Забайкалья и сопредельных районов Монголии и Китая.

Особенно хорошо цикличность проявляется в многолетних изменениях уровня крупнейшего водоема российской части Даурии – бессточного оз. Барун-Торей, с которыми хорошо согласуется изменение площади водного зеркала оз. Хара-Нур. В экстремально влажные 1962–1963 гг. уровень озер был максимальным, площадь оз. Хара-Нур превышала 6 км². В последующие годы происходило сокращение площади озер, достигшее минимума в 1982 г. Затем началось наполнение озерных котловин. Уровень оз. Барун-Торей повышался вплоть до 1998 г. Далее на озерах началось понижение уровня воды, которое продолжалось до конца первого десятилетия XXI в. и завершилось практически полным высыханием озер. Выявленные циклы изменения увлажненности территории определяют частоту, последовательность и продолжительность внутривековых смен динамических фаз рельефообразования бессточных озерных бассейнов.

В пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза), когда все элементы системы характеризуются автономным развитием. В это время происходит интеграция вещества, его подготовка к последующему выносу. В подготовке вещества большую роль играют криогенные и зоогенные процессы, значительно разрыхляющие верхние горизонты отложений, ослабляющие связи между отдельными частицами грунта и повышающие их подвижность, подверженность смыву и дефляции. Подготовленный к движению материал доставляется и накапливается на отдельных участках (делювиальных шлейфах, наледных полянах, береговых валах и др.), с которых в последующие экстремальные фазы происходит залповый вынос вещества. При этом наблюдается упорядоченное во времени чередование максимального воздействия процессов на верхние (дефляция) и нижние (эрозия временных водотоков) ярусы рельефа.

Преобразование (дефляционное выравнивание) верхних ярусов происходит во время экстремальной аридной фазы, а расчленение днищ падей и формирование конусов выноса в озерной котловине свойственно перигляциальной фазе. В целом вещество и энергия передаются от одного элемента системы к другому в форме пульсаций. Эти постоянные пульсации и составляют суть иерархически организованного механизма рельефообразования. Механизм сочетает в себе черты аридного и перигляциального рельефообразования в условиях непосредственного соседства криогенной и аридной морфоклиматических зон. Вместе с тем он отличается устойчивостью, так как установлен не только современными многолетними наблюдениями, но обнаруживается в строении опорных разрезов голоценовых отложений.

Полевые исследования выполнялись в 2013-2015 гг. в бассейнах оз. Хара-Нур, Зун – и Барун-Торей, в падах временных водотоков (Крементуй, Веснянка, Нарин-Кундуй), в долинах р. Ималка, Онон и Буйлэсан (рис. 1). Детально исследованы разрезы озерных, аллювиальных, пролювиальных и эоловых отложений голоцена.

Получено 60 абсолютных датировок по ¹⁴C, выполненных в Санкт-Петербургском государственном университете. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «CalPal2007_HULU» Кельнского университета 2007 года. Проведены результаты гранулометрического, химического, палинологического и диатомового анализов образцов. Привлекались также материалы изучения отложений голоцена в котловинах озер Зун-Соктуй и Ножий, расположенных к северу от долины р. Онон (Базарова и др., 2014), в Восточно-Урулунгуевской впадине (Карасев, 2002) и оз. Буир в Северо-Восточной Монголии (Севастьянов и др., 1994). Анализ полученных материалов позволил выявить не только ход отдельных процессов, но и показать их взаимодействие, которое определяет механизмы рельефообразования. Установлено, что на разных этапах голоцена изменялось соотношение процессов, вклад в рельефообразование того или иного процесса.

Начало голоцена было отмечено радикальными изменениями в условиях осадконакопления. Происходит обмеление озер, сокращение их площади, формирование

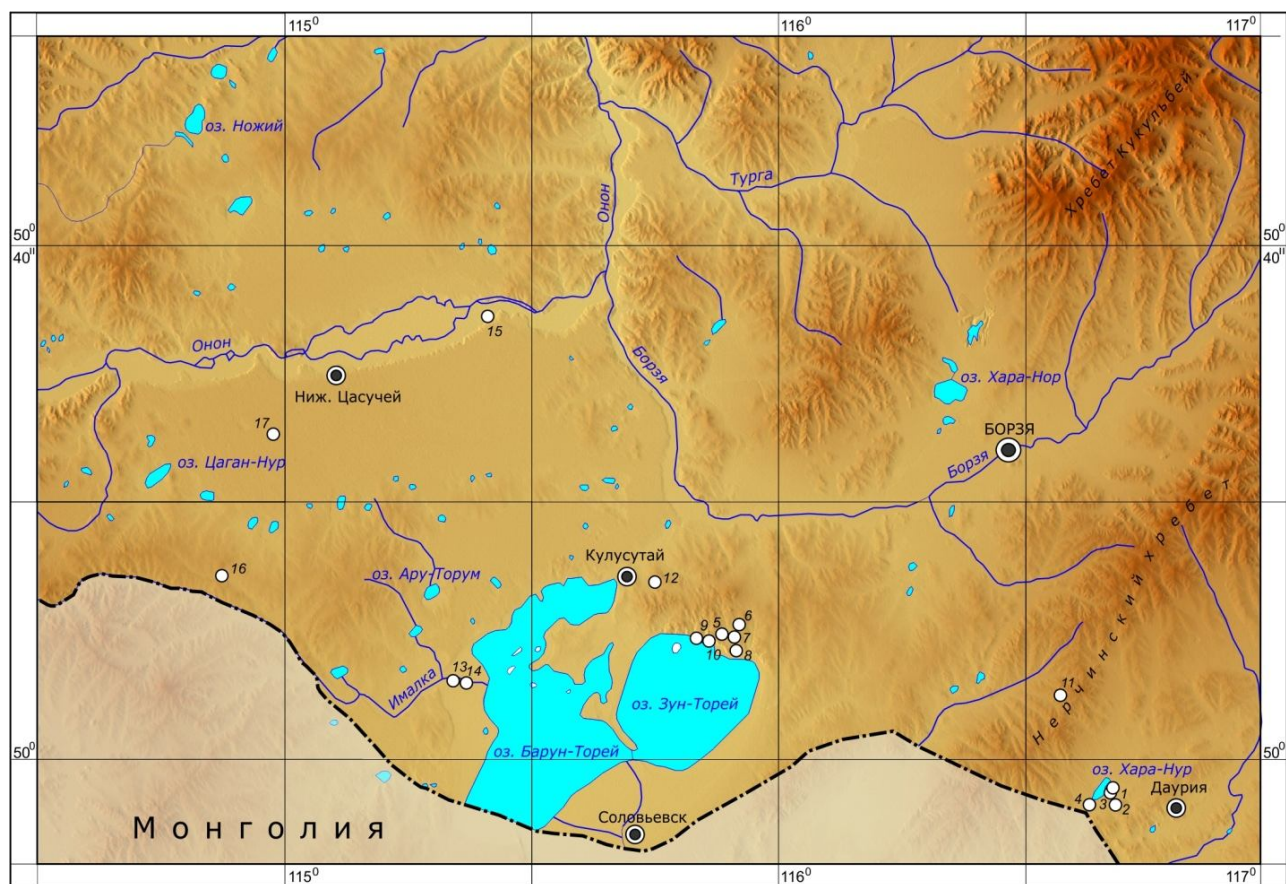


Рис. 1. Расположение опорных разрезов

1-4 – котловина оз. Хара-Нур; 5-8 – падь Крементуй; 9-10 – котловина оз. Зун-Торей, 11 – падь Веснянка; 12 – падь Нарин-Кундуй; 13-14 – долина р. Ималка, 15 – долина р. Онон, 16 – междуречье Ималки и р. Буйлэсан; 17 – дюна на высокой террасе р. Онон.

торфянистых отложений по берегам озер на рубеже около 11 тыс. л. н. (Севастьянов и др., 1994).

По палинологическим данным в раннебореальный период в составе растительности господствовали полынно-маревые формации, формирующиеся в засушливых условиях. Преобладают эоловые процессы, которые периодически затихали, формировались почвы. Согласно В. В. Карасеву (2002) для активизации эоловых процессов в степных районах Юго-Восточного Забайкалья особенно благоприятно было время похолодания климата: 12,2-12,0 тыс. лет назад (похолодание между кокоревским и таймырским потеплениями), 10,8 – 10,3 тыс. лет назад (норильская стадия сартанского потепления). По нашим данным в эоловых отложениях пади Нарин-Кундуй погребенная почва имеет возраст от 10230 ± 280 (ЛУ – 7792) до 10800 ± 440 (ЛУ- 7853) кал. л.н. Аридизация вскоре сменилась ростом увлажненности территории, расширением площади озер, повышением скорости озерной аккумуляции, составляющей 0,7-0,9 мм /год.

Во вторую половину бореального периода размеры озер вновь увеличиваются. Площадь озера Буир по данным Д.В. Севастьянова и др. (1994) могла быть в 8-10 раз больше современной. Активизируются и флювиальные процессы. В долине р. Ималка интенсивная русловая деятельность заканчивается формированием почвы, возраст которой составляет 9380 ± 790 кал. л.н. (ЛУ – 8079). В Восточно-Урулунгуевской впадине озерные отложения резко фациально замещают аллювий погребенных врезов. По образцу из линзы торфа, взятого из пачки озерных суглинков В.В. Карасевым (2002) получена радиоуглеродная дата - 8195 ± 125 лет (СОАН – 3441). При калибровке этой даты нами получено близкое значение времени окончания мощной флювиальной деятельности - 9177 ± 164 лет. Флювиальные процессы сочетались с криогенными. Повсеместно в разрезах обнаруживаются криогенные

деформации. В котловине оз. Хара-Нур определен возраст формирования мерзлотного клина - 9210 ± 190 кал. л.н. (ЛУ – 7890), который совпадает с временем флювиальной активности.

После относительной стабилизации геоморфологических процессов в последующие годы и формирования региональной почвы вновь активизируются флювиальные процессы. В отрогах Нерчинского хребта в разрезах всех падей следы флювиальных потоков представлены горизонтами хорошо окатанных галечников, перекрытых сверху и снизу погребенными почвами, имеющими возраст в пади Веснянка (Харанорский стационар ИГ СО РАН) между 7090 ± 120 (ЛУ – 8065) и 8480 ± 130 (ЛУ – 8068) кал. л. н. Этим же временем датируются пролювиальные отложения в разрезе Буйлэсан, наклонно залегающие между погребенными почвами 7060 ± 160 (ЛУ – 8087) и 8150 ± 130 (ЛУ – 8090) кал. л.н.

Верхнеатлантический период голоцена ознаменовался формированием мощной региональной почвы, которая получила широкое развитие и в соседних районах Восточной Монголии (Чичагов, 1999). На границе атлантического и суббореального периодов в разрезах фиксируются катастрофические проявления флювиальных процессов в днищах падей. В пади Крементуй отмечался селевой снос, время начала которого 5590 ± 100 (ЛУ-7453) кал. л.н., а время завершения определено расчетным путем - 5277 кал. л. н. В Урулунгуевской котловине фаза эрозионной активности фиксируется на геохронологическом рубеже около 5000-6000 лет назад [Карасев, 2002]. В долине р. Онон завершение этой фазы определяется датой 5020 ± 190 кал. л.н. (ЛУ – 8085).

В позднем голоцене на фоне прогрессирующей аридизации климата происходит дальнейшее сокращение площади озер и усиление эоловых процессов в позднем голоцене. Однако циклический характер рельефообразования четко просматривается в это время в пойменных отложениях малых рек (Базарова и др., 2014) и в донных осадках оз. Буир (Севастьянов и др., 1994). Особенно значительное иссушение произошло на рубеже около 3000 - 3400 лет назад, когда в Восточной Монголии резко сокращаются проточность и размеры оз. Буир, в почвенном покрове преобладающими становятся каштановые почвы, в

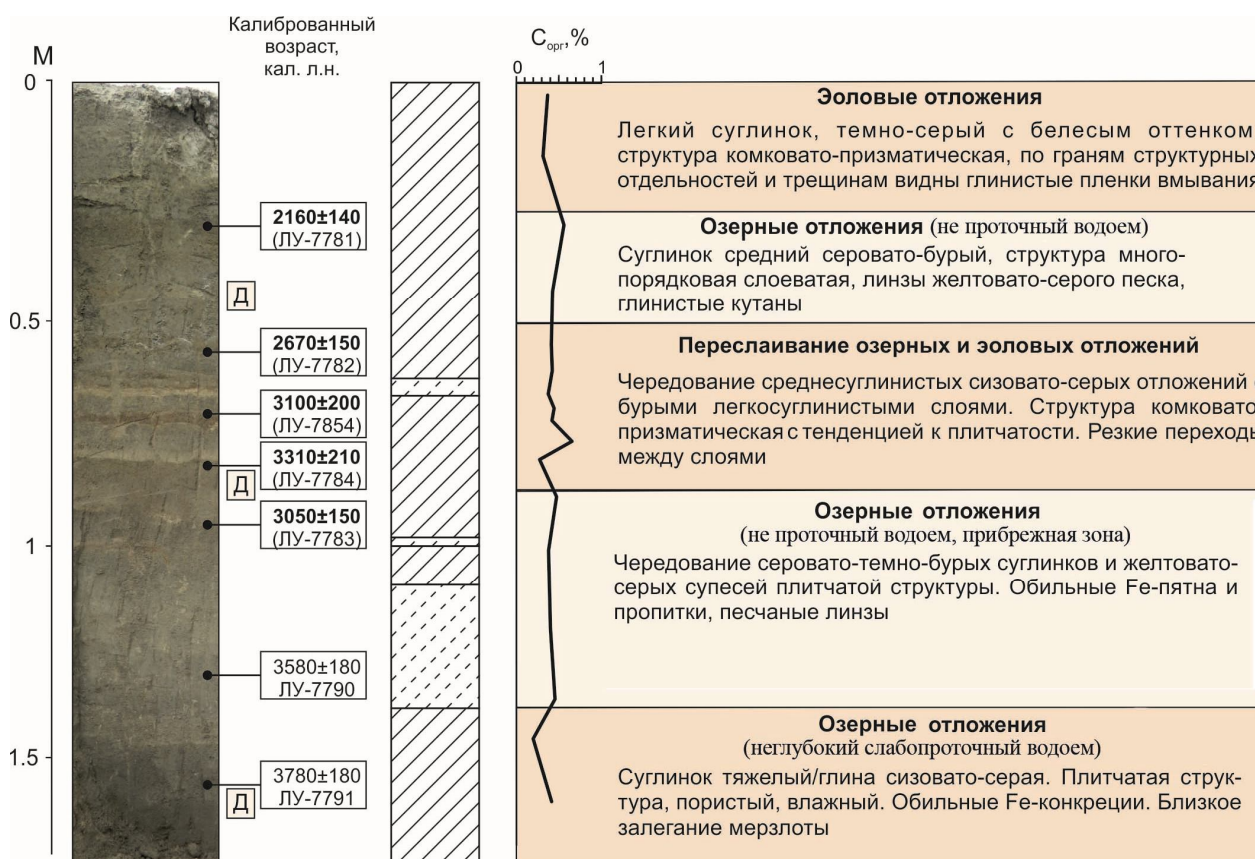


Рис. 2. Строение отложений на восточном побережье оз. Хара-Нур

ландшафтах – степь и сухая степь (Чичагов, 1999). В этих условиях резко усиливаются эоловые процессы, которые играют главную роль в формировании верхней толщи отложений. Снизу вверх в разрезе, заложенном на литорали оз. Хара-Нур (рис. 2), прослеживаются: 1) озерные отложения неглубокого слабо проточного водоема (возраст 3780 ± 180 - ЛУ-7791); 2) озерные отложения прибрежной зоны не проточного водоема (возраст между 3580 ± 180 и 3050 ± 150 кал. л.н.); 3) переслаивание озерных и эоловых отложений (верхняя граница горизонта датируется 2670 ± 150 кал. л.н.); 4) озерные отложения не проточного водоема (кровля горизонта имеет возраст 2160 ± 140 кал. л.н.); 5) эоловые отложения.

Геоморфологические события последних 1500 лет изучены по данным пролювиальных шлейфов. В устье пади Безымянной 1 в разрезе пролювиального шлейфа наблюдается

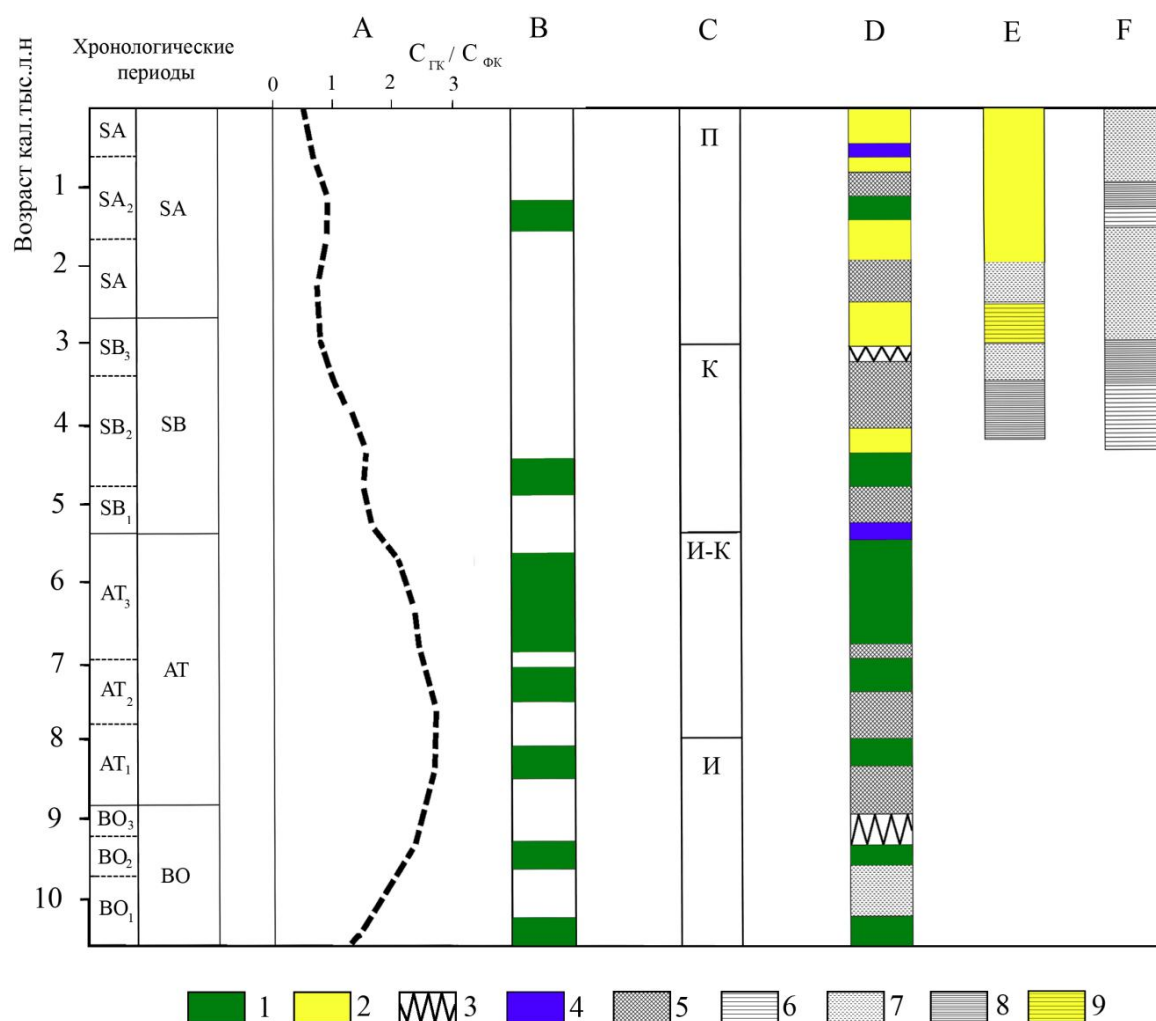


Рис. 3. Смена динамических фаз экзогенного рельефообразования в степях Даурии в голоцене на фоне изменения почвенно-климатического индекса (А).

В – зональные фазы интеграции вещества в системах. С – направленность флювиальных процессов: И (инстративная фаза) – врезание; И-К (инстративная – констративная фазы) – врезание – аккумуляция; К (констративная фаза) – аккумуляция; П (перстративная фаза) – стабилизация процессов. Д - динамические фазы в малых флювиальных бассейнах Даурии. Смена процессов в позднем голоцене в озерных бассейнах по данным разрезов: Е – береговой вал оз. Хара-Нур (разрез 3), F- донные отложения оз. Буир в Восточной Монголии по [Севастьянов и др., 1994].

1 – зональные фазы рельефообразования; 2 – эоловые процессы экстремальных аридных фаз; 3 – интенсивный криогенез; 4 – катастрофический флювиальный снос; 5 – фазы флювиальной активности; 6 – высокий уровень проточных водоемов; 7 – слабо проточный водоем; 8 – непроточные застойные водоемы; 9 – чередование эоловых и озерных процессов.

чередование щебенисто-дресвянистых и гравелистых прослоев, образующих последовательность из 9 завершенных циклов рельефообразования, сверху перекрытых золовой пылеватой супесью. Средняя продолжительность цикла составляет около 130 лет. Нижняя часть отложений каждого цикла представлена грубообломочным материалом, вынесенным из пади мощными флювиальными потоками, средняя - гумусированной супесью, а верхняя - серовато-желтым золовым песком.

Исследование голоценовых отложений Юго-Восточного Забайкалья с использованием комплекса современных методов позволило выявить циклы рельефообразования различного иерархического уровня, в которых сложно взаимодействуют и сменяют друг друга во времени флювиальные, золовые, озерные и криогенные процессы (рис. 3).

Список литературы:

Баженова О.И. Внутривековая организация систем экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природ. ресурсы. – 2007. – № 3. – С. 116-125.

Базарова В.Б., Лящевская М.С., Орлова Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. – 2014, № 2. – С. 115-123.

Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. – Чита, 2002. – 127 с.

Симонов Ю. Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях Юго-Восточного Забайкалья на примере Агинского района // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. – С. 156–165.

Севастьянов Д.В., Дорофеюк Н.И., Лийва А.А. Палеоэкология озер в голоцене // Лимнология и палеолимнология Монголии. – С.-П.: Наука, 1994. – С. 248-263.

Чичагов В.П. Золовый рельеф Восточной Монголии. – Москва: Изд-во ИГ РАН, 1999. – 270 с.

РЕАКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ БАССЕЙНА АМУРА НА ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ КОНЦА ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА

В.Б. Базарова, Л.М. Мохова, М.С. Лящевская, Т.А. Гребенникова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, bazarova@tig.dvo.ru

THE AMUR RIVER BASIN ENVIRONMENTAL RESPONSE TO THE LATE HOLOCENE PALEOCLIMATIC EVENTS

V.B. Bazarova, L.M. Mokhova, M.S. Lyashevskaya, T.A. Grebennikova

Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Одними из последних значимых климатических событий конца позднего голоцена являются малый климатический оптимум (МКО) и малый ледниковый период (МЛП), изучению которых сейчас уделяется большое внимание. По многочисленным источникам проявление этих событий имело глобальный характер, особенно в Северном полушарии. Отмечались устойчивые признаки потепления в средневековье в VIII-XIII вв. и последующее похолодание в XIV-XVIII вв.

Субширотная протяженность бассейна Амура способствует контрастности климатических условий его внутриматериковой и приморской областей. Расположение внутриконтинентальной части бассейна Амура в глубине Азиатского материка, удаленность ее от океанов и морей, значительная приподнятость над уровнем моря обуславливают резко континентальный климат. На южной части приморской области бассейна Амура климат муссонный, на севере - с муссонной тенденцией (Новороцкий, 1999; Петров и др., 2000).

В настоящей работе оценивается реакция отдельных компонентов природной среды российской части бассейна Амура на события МКО и МЛП. Палеогеографическая реконструкция основана на данных, полученных при изучении отложений

позднеголоценового возраста разного генезиса: торфяных, озерных, пойменных, золовых и аллювиальных.

Малый климатический оптимум. В приморской части бассейна «записи» палеоландшафтных изменений в МКО сохранились в разрезах торфяников Нижнего Приамурья, находящихся на разных гипсометрических уровнях, и аккумулятивных отложениях в степных и лесостепных зонах как приморской, так и внутриматериковой части бассейна.

Торфяник переходного типа расположен на западном макросклоне хребта Джаки-Унахта-Якбыяна на правом берегу реки Кур на абсолютной высоте 413 м. В настоящее время на этом макросклоне граница смешанных хвойно-широколиственных лесов достигает высоты ~ 400 м (Bazarova et al., 2011a). Сфагново-древесный торф, возраст которого определен календарной датой 1119 ± 59 гг., формировался в более теплых и менее влажных климатических условиях, чем выше- и нижележащие слои. Уровень воды в торфянике понижался, способствуя активному развитию кустарничков семейства *Ericaceae* и сокращению сфагнового покрова. Во время этого потепления на этой территории наибольшее развитие получили елово-пихтовые леса с увеличением в них доли термофильных видов (*Quercus*, *Ulmus* и *Corylus*), и граница этих лесов поднималась на более высокие гипсометрические уровни, чем в настоящее время.

На юге Нижнего Приамурья в зоне современных смешанных хвойно-широколиственных лесов торфяные отложения этого возраста изучены в междуречье рек Кия и Хор на абсолютной высоте 100 м над уровнем моря (Bazarova et al., 2008a). Слой торфа, в котором получены «теплые» спорово-пыльцевые спектры (СПС), перекрывается торфом, возраст которого определен календарной датой 1381 ± 55 гг. Анализ СПС показал, что потепление способствовало активному распространению кедра корейского, ставшего основой лесных формаций этого периода на юге Нижнего Приамурья. Также широкое распространение получили ель, пихта и береза. Присутствие *Quercus* и *Ulmus* увеличивалось, а также появились более термофильные *Tilia* и *Juglans*.

Южнее, на Приханкайской равнине, относящейся к лесостепной зоне, осадки, сформированные во время МКО, изучены в разрезах пойменных отложений рек Комиссаровка, Мельгуновка и прибрежного вала на западном побережье оз. Ханка. В верхней части разреза пойменных отложений р. Комиссаровка лежит горизонт суглинка с более «теплыми» СПС, чем в подстилающем и перекрывающем горизонтах, характеризующие потепление в МКО (календарная дата 1135 ± 45 гг.). Из горизонта суглинистого песка, лежащего в верхней части разреза пойменных отложений р. Мельгуновка, также получены «теплые» СПС. В это время на этой территории были развиты березово-кедровые формации, в которых повысилось участие *Quercus* и *Ulmus*, а также возвратились исчезнувшие во время похолодания VI-VII вв. более термофильные *Juglans*, *Tilia*, *Carpinus*, *Syringa* и *Fraxinus*.

В разрезе прибрежного вала присутствует горизонт слабо гумусированного песка, который перекрывается почвенным горизонтом. Этот вал формировался во время МКО. В этот период оз. Ханка находилось в трансгрессивной фазе. Уровень озера был выше современного ~ 1 м (Bazarova et al., 2008b). Эта трансгрессия произошла в VIII-XII вв. и подтверждается маломощным слоем голубовато-серых озерных глин, перекрывающих горизонт болотной почвы в разрезе береговой аккумулятивной формы на южном побережье оз. Ханка (Микишин и др., 2007). Во время МКО на Приханкайской равнине расширились площади лесных ландшафтов как на оконтуривающих низменность низко- и среднегорьях и холмистых склонах, так и за счет облесения речных долин. Для этого периода на всех территориях юга Дальнего Востока зафиксирована реакция биотических компонентов на потепление МКО. Увеличивалась роль широколиственных пород, а среди темнохвойных – пихты (Разжигаева и др., 2015).

Во внутриматериковой части бассейна Амура, в степной зоне, изучен разрез пойменных отложений р. Ага. В средней части разреза присутствует гумусово-

аккумулятивный горизонт $A_{\text{погр. 2}}$ (инт. 0,51–0,66 м). Начало его формирования относится к VII в. (619 ± 22 гг.), а завершение – X–XI в. (1038 ± 57 гг.). В этот период климат на этой территории был теплее современного, а количество атмосферных осадков было несколько выше современного. Колебания базиса эрозии и уровня воды в реке были незначительными. Пойма в течение всего периода не затоплялась. Образование почвы происходило в стабильных климатических условиях. Позже она была погребена осадками промежуточного горизонта, относящегося к малому ледниковому периоду (Базарова и др., 2014).

Малый ледниковый период. В приморской области бассейна Амура МЛП зафиксирован в разрезах торфяников Нижнего Приамурья и аккумулятивных отложений в западной части Приханкайской равнины.

В верхнем части разреза торфяника Кур в интервале 0,15–0,2 м лежит сфагново-кустарничковый торф. Состав его СПС более «холодный», чем в ниже- и вышележащих слоях. Он характеризуется увеличением количества пыльцы темнохвойных (*Abies* и *Picea*), а также исчезновением пыльцы широколиственных (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* и *Juglans*). Такие изменения свидетельствуют о перемещении границы смешанных хвойно-широколиственных лесов на более низкие, чем в настоящее время, гипсометрические уровни. Климат стал прохладнее. Кроме этого, смена травяно-кустарничкового на сфагново-кустарничковый торф, т.е. смена биоценоза на болоте, свидетельствует о подъеме уровня воды в болоте. Из нижележащего торфа (инт. 0,45–0,5 м) получена календарная дата 1119 ± 59 гг. (XI–XII вв.), которая предполагает, что сфагново-кустарничковый торф сформировался в МЛП.

В междуречье рек Кия и Хор в разрезе возраст торфа в интервале 0,30–0,35 м определен календарной датой 1381 ± 55 гг. (XIV в.). Изменения, наблюдаемые в составе СПС – уменьшение пыльцы древесной группы и увеличение количества спор – вызваны похолоданием. На этой территории в лесных массивах возросло присутствие ели и ольхи, сократилось количество дуба, исчезли более термофильные липа и орех маньчжурский (Bazarova et al., 2008a).

В разрезе аккумулятивного прибрежного вала на западном побережье оз. Ханка найден горизонт гумусированного песка, сформировавшийся во время регрессии озера. Интенсивные ветровой перенос песка с осушенных участков литорали способствовал перемещению и накоплению его на поверхности вала. Спокойная обстановка на поверхности вала дала начало развитию ивняков и травянистого покрова с доминированием полыни. Появление растительности способствовало формированию гумусово-аккумулятивного горизонта, возраст которого определен календарной датой 1369 ± 46 гг. (XIV–XV вв.).

Для реконструкции изменения количественных характеристик климата во время МЛП в приморской области бассейна Амура было проведено сравнение современных термических показателей для междуречья рек Кия и Хор и территории, по которой проходит современная граница зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов с участием кедра корейского, пихты, дуба, ильма, нескольких видов кленов и липы. Междуречье расположено в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов, современная северная граница которой достигает $\sim 50^\circ$ с. ш. по долине р. Амур (широта г. Комсомольска-на-Амуре). Согласно климатическому районированию Хабаровского края, междуречье рек Кия и Хор относится к Амуру-Уссурийскому району Среднеамурской провинции, где среднегодовая температура составляет $1,8^\circ\text{C}$ (метеостанция Вяземская). Территория, по которой проходит условная современная граница смешанных хвойно-широколиственных лесов, относится к Болоньскому району той же климатической провинции. Здесь, по данным метеостанции Комсомольск-на-Амуре, среднегодовая температура составляет $0,6^\circ\text{C}$ (Петров и др., 2000). Сопоставляя современные среднегодовые температуры этих двух климатических районов и принимая во внимание исчезновение некоторых представителей широколиственных из лесов междуречья рек Кия и Хор во время МЛП, можно в некотором приближении оценить среднегодовую температуру во время МЛП. Она была в пределах $0,6\text{--}0,8^\circ\text{C}$, т. е. ниже современной на $1\text{--}1,2^\circ\text{C}$.

Во внутриматериковой области бассейна, в разрезе пойменных аккумулятивных отложений р. Ага горизонт $A_{\text{погр. 3}}$ (инт. 0,10–0,33 м) сформировался на завершающем этапе позднего голоцена. Он сложен эоловым мелкозернистым песком, который имеет первичные признаки почвообразования, слегка гумусирован. Скорее всего, почвообразование было кратковременным. Вероятный возраст этого горизонта не более 300–400 лет. Предполагается, что он формировался в конце МЛП.

В кровле разреза оз. Зун-Соктуй, расположенного в степной зоне, в составе диатомовых комплексов доминируют донные виды *Navicula cincta* и *N. libonensis*, которые подтверждают понижение уровня воды, соответственно, сокращение площади акватории и увеличение солености воды в озере (Bazarova et al., 2011b). В это время оз. Ножий, расположенное южнее в нескольких километрах от оз. Зун-Соктуй, также находилось в стадии обмеления, свидетельством чего является отсутствие диатомей в слое эолового мелкозернистого песка под кровлей разреза. Они появляются в вышележащих осадках. Полученные из кровли и подошвы слоя эолового песка даты (1402 ± 74 гг. и 1639 ± 137 гг.) свидетельствуют о том, что песок накапливался в течение 250 лет. Отсутствие пыльцы и спор, кроме *Pinus s/g Diploxylon*, в слое мелкозернистого песка характеризует сухие климатические условия. Присутствующая в СПС осадков оз. Ножий пыльца сосны является заносной, ее источники – реликтовые боры, простирающиеся на песчаных террасах в среднем течении р. Онон в нескольких десятках километров южнее озера. Мелкозернистый песок является следствием активизации дефляционных процессов, которые были вызваны усилением аридизации в течение XV–XVII вв. Такое заключение подтверждается данными, полученными при исследовании сопредельных территорий. В Онон-Аргунской степи (Баженова, 2007) показатели увлажнения в первой половине XX в. в целом сопоставимы с изменениями индекса засушливости–увлажнения северных районов Китая за этот же период. Это позволило реконструировать ход экзогенного рельефообразования за последние 500 лет. Было установлено, что при снижении увлажнения до минимума наступает экстремальная аридная фаза выравнивания рельефа за счет мощной дефляционной денудации, механизм которой определяется максимальным эоловым сносом (Баженова 2007). Согласно другому источнику (Чичагов, 1998), в Восточной Монголии пик похолодания (маундеровский минимум) отмечался с 1620 по 1700 г. Этот кратковременный период отличался катастрофическим проявлением дефляции, оказавшей серьезное воздействие на ход всех природных процессов. Наиболее значительно были деформированы флювиальные комплексы рельефа. Массированное воздействие дефляции видоизменило речную сеть. Русла крупных рек, таких как Онон и Улдза, обмелели. Осушенные участки низкой и высокой пойм, первой надпойменной террасы, а также песчаные равнины среднего течения р. Онон были подвергнуты интенсивному развеванию. В озерном поясе степного Забайкалья образовались обширные дефляционные котловины. В течение маундеровского периода Торейские озера в условиях уменьшения осадков, понижения температуры воздуха и сильных ветров были полностью осушены. В таком состоянии они находились с 1755 до 1855 г. (Чичагов, 1998). В целом, во время МЛП в материковой части бассейна Амура расширялись площади степных ландшафтов, соответственно, сокращались лесные массивы.

В приморской части бассейна Амура потепление МКО голоцена сопровождалось перестройками в лесных формациях, выразившимися увеличением роли термофильных пород, активному распространению кедра корейского, ставшего основой лесных формаций этого периода на юге Нижнего Приамурья. На торфяниках происходила смена биоценозов, распространялись редкостойные лиственницы и кустарниковые виды берез. На склонах хребтов границы смешанных хвойно-широколиственных лесов поднимались на более высокие гипсометрические уровни. Во внутриматериковой части бассейна Амура теплым и умеренно влажным был период с VII по XI в. Как следствие потепления было расширение площадей лесных и сокращение степных ландшафтов, повышение уровня аккумуляции в руслах рек, активизация флювиальных процессов и увеличение частоты паводков на поймах.

Реакция отдельных ландшафтных компонентов на события конца позднего голоцена в разных частях бассейна Амура была неоднозначной. В бассейне Амура, как в приморской, так и во внутриматериковой областях следы проявления похолодания в конце позднего голоцена зафиксированы в осадках различного генезиса. Данные абсолютного датирования позволяют сопоставить это событие с МЛП. В приморской части максимальное похолодание отмечалось в XIV–XV вв., а во внутриматериковой – в XV–XVIII вв. Одной из особенностей МЛП в различных частях бассейна была разнонаправленность изменения влажности. В приморской части похолодание сопровождалось увеличением влажности, а во внутриматериковой – ее уменьшением. Этот вывод подтверждается данными других авторов, изучавших проблемы МЛП на сопредельных с бассейном Амура территориях (Кренке, Чернавская, 1991; Чичагов, 1998; Клименко и др., 2000; Разжигаева и др., 2008; Chen et al., 2010; Razjigaeva et al., 2013). Изменение климата в МЛП имело катастрофическое проявление в степной зоне внутриматериковой части бассейна Амура, где усиление процесса дефляции оказало серьезное воздействие на ход всех природных процессов. В приморской части бассейна Амура это же событие сопровождалось перестройкой в составе лесных формаций, незначительным сдвигом границы зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов на юг по долине Амура, перемещением на более низкие гипсометрические уровни на склонах хребтов. Существенные изменения претерпевали болотные системы, в которых поднимался уровень воды, и, как следствие, происходила смена биоценозов. Среднегодовая температура в приморской части бассейна во время МЛП была ниже современной на 1–1,2°C. Согласно анализу материалов китайской исторической климатологии, охватывающей последние 500 лет, изменения климата имели глобальную природу и проявлялись в глобальном масштабе. На территории Китая отмечено значительное похолодание с XIII по XVI в. Для ряда районов Китая были получены кривые изменения температуры и осадков за несколько сотен лет по материалам дендрохронологических исследований. Амплитуда изменения температуры в Тибете за последние 600 лет составляла примерно 1°C. Наиболее холодной была середина XVII в., когда температура понижалась на 0,6°C (Кренке, Чернавская, 1991). В междуречье Амура и Зеи на протяжении МЛП было несколько похолоданий разного масштаба. Эпизоды 1400 и 1600 гг. являются самыми холодными в течение всего среднего и позднего голоцена, средние температуры сезонов и года были ниже современных примерно на 2°C (Клименко и др., 2000). Не оспаривается, что МЛП имел глобальный характер. Достаточно отчетливо признаки похолодания проявились в Северном полушарии. Однако временные рамки этого климатического события до сих пор однозначно не определены. Некоторые исследователи устанавливают их от окончания теплого периода раннего Средневековья до середины XIX в. Несомненно, что внутри этого события происходили мелкие флуктуации, проявление которых в разных регионах было метасинхронным.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» (грант 15-I-6-097).

Список литературы:

- Базарова В.Б., Лящевская М.С., Орлова Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы, – 2014. № 2. – С. 115–123.
- Баженова О. И. Внутривековая организация экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природные ресурсы, – 2007. – № 3. – С. 116–125.
- Клименко В. В., Климанов В. А., Кожаринов А. В. Динамика растительности и климата Амурско-Зейского междуречья в голоцене и прогноз их естественных изменений // Изв. РАН. Сер. геогр., – 2000. – № 2. – С. 42–50.
- Кренке А. Н., Чернавская М. М. Исследования климата исторического прошлого Китая // Изв. РАН. Сер. геогр., – 1991. – № 5. – С. 108–116.
- Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Попов А.Н. и др. Палеогеография озера Ханка в позднем голоцене // Научное обозрение, – 2007. – № 2. – С. 7-13.
- Новороцкий П.В. Распространение муссона над южной частью российского Дальнего Востока // Метеорология и гидрология, –1999. – № 11. – С. 40-46.

Петров Е. С., Новороцкий П. В., Леншин В. Т. Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. – Владивосток-Хабаровск, Дальнаука, – 2000. – 174 с.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Базарова В.Б., Арсланов Х.А., Гребенникова Т.А., Белянина Н.И., Мохова Л.М., Лящевская М.С., Паничев А.М. Реакция ландшафтов юга Дальнего Востока на потепление малого оптимума голоцена // Успехи наук о жизни, – 2015. – № 11. – С. 70-96.

Разжигаева Н. Г., Ганзей Л. А., Белянина Н. И., Гребенникова Т. А. Стратиграфия торфяника долины р. Горобец и развитие природной среды о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Тихоокеан. геология, – 2008. – том 27, – № 4. – С. 82–98.

Чичагов В. П. Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. – М., Изд-во Ин-та географии РАН, –1998. – 204 с.

Bazarova V.B., Klimin M.A., Mokhova L.M., Orlova L.A., New pollen records of Late Pleistocene and Holocene changes of environment and climate in the Lower Amur River basin, NE Eurasia // Quaternary International, – 2008a. – vol. 179. – P. 9-19.

Bazarova V.B., Mokhova L.M., Orlova L.A., Belyanin P.S. Variation of the Lake Khanka Level in the Late Holocene, Primorye // Russian Journal of Pacific geology, – 2008b. – vol. 2, – No. 3. – P. 82-86.

Bazarova V.B., Mokhova L.M., Klimin M.A., Kopoteva T.A.. Vegetation development and correlation of Holocene events in the Amur River basin, NE Eurasia // Quaternary International, – 2011a. – vol. 237. – P. 83-92.

Bazarova V.B., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Orlova L.A. Holocene lake sedimentation in steppe zone of southeastern Transbaikalia (exemplified by the sediments of Lake Zun-Soktui) // Russian Geology and Geophysics, – 2011b. – vol. 52. – P. 333-342,

Chen H.-F., Song S.-R., Lee T.-Q. et al. A multiproxy lake record from Inner Mongolia displays a late Holocene teleconnection between Central Asian and north Atlantic climates // Quaternary International, – 2010. – vol. 227. – P. 170–185.

Razjigaeva N. G. , Ganzey L. A., Grebennikova T. A. et al. Holocene climatic changes and vegetation development in the Kuril Islands // Quaternary International, – 2013. – vol. 290–291. – P. 126–138.

РЕЛИКТОВОЕ ЭРОЗИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ЮЖНОГО СКЛОНА ВОЗВЫШЕННОСТИ ЕРГЕНИ И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С РАЗЛИЧНЫМИ СТАДИЯМИ РАЗВИТИЯ ПОНТО-МАНЫЧА

В.Р. Беляев¹, П.А. Доманская¹, Е.В. Гаранкина¹, Р.Н. Курбанов^{1,2}

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
vladimir.r.belyaev@gmail.com

²Институт географии РАН, Москва, Россия

RELIC LINEAR EROSION DISSECTION OF SOUTHERN SLOPES OF THE ERGENI UPLAND AND ITS CORRELATION WITH DIFFERENT STAGES OF THE PONTO-MANYCH EVOLUTION

V.R. Belyaev¹, P.A. Domanskaya¹, E.V. Garankina¹, R.N. Kurbanov^{1,2}

¹Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

В позднем неоплейстоцене и голоцене Кумо-Манычская впадина периодически становилась проливом, соединявшим Черное и Каспийское моря. История развития Манычского пролива является ключом к выяснению особенностей функционирования бассейна Каспийского моря. Наряду с геологическим строением отложений, заполняющих днище депрессии, ключом к пониманию истории ее развития могут быть и разновозрастные флювиальные формы, расчленяющие ее борта. С одной стороны, очевидно, что их эволюция была неразрывно связана с динамикой Кумо-Манычской впадины как главного базиса эрозии. В то же время, в строении флювиальной сети не могли не отразиться и изменения ландшафтно-климатических условий, приводившие к активизации или затуханию эрозионных процессов, в частности, изменения условий формирования поверхностного стока

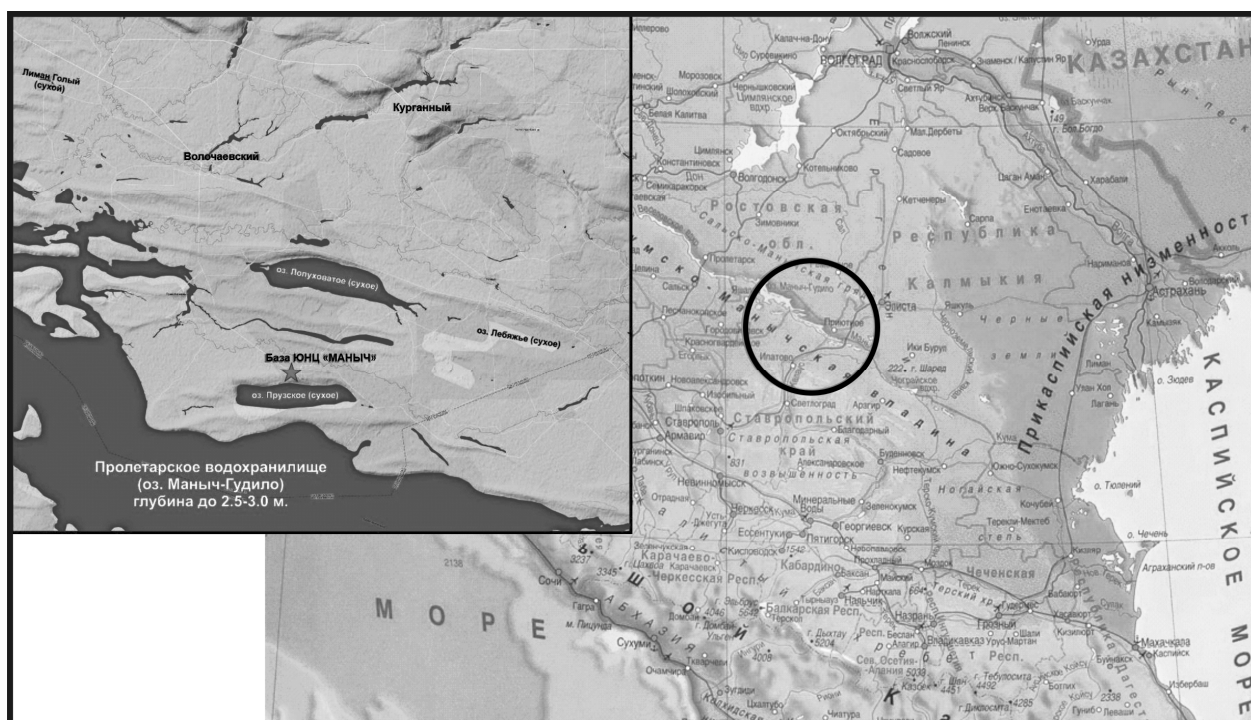


Рис. 1. Положение района исследований.

в климатических ритмах «похолодание – потепление». В настоящее время территория находится в семиаридных климатических условиях умеренного пояса, в ландшафтной подзоне сухих степей. Развитие эрозионной сети в современных условиях отражает, прежде всего, антропогенное воздействие на ландшафты, связанное с интенсивным сельскохозяйственным освоением в последние 100-150 лет (Литвин, 2002; Сушко, 2015). Представляет интерес сопоставление параметров современной и древней сети малых эрозионных форм (МЭФ), поскольку оно отражает близость или отличие условий формирования поверхностного стока и развития флювиальных процессов прошлого от современных (Еременко, Панин, 2010; Лисецкий и др., 2012). Данное исследование было выполнено в рамках зимней студенческой экспедиции кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, проведенной совместно с Лабораторией эволюционной географии Института географии РАН в период с 27 января по 7 февраля 2016 г. на базе научно-экспедиционного стационара Южного научного центра Российской академии наук (ЮНЦ РАН) в пос. Маныч Орловского района Ростовской области на территории участка юго-западного склона возвышенности Ергени (ограничивающей ее с юго-запада Сальско-Манычской гряды) и центральной части Кумо-Манычской впадины на северном побережье оз. Маныч-Гудило (рис. 1).

Еще во время предварительного камерального этапа ознакомления с территорией исследований, на космических снимках была обнаружена отчетливо выраженная на большинстве пахотных и пастбищных участков сеть линейных форм древовидной или субпараллельной структуры длиной от первых сотен метров до первых километров, густота которой заметно превышает густоту овражно-балочной сети. Детальное обследование территории в ходе полевых маршрутов показало, что дешифрируемые на космоснимках формы представлены ложбинами шириной от первых метров до 20-30 м и глубиной не более первых метров. В верхних частях данные формы вообще практически не выражены в рельефе, а их четкая дешифрируемость обуславливается, в большинстве случаев, более темным цветом заполняющих их отложений. Возникло предположение, что в прошлом территория пережила этап эрозионного расчленения, которое было более интенсивным, чем современное. Для его проверки проведен систематический анализ космических снимков с ресурсов свободного доступа Bing и GoogleEarth, заключавшийся в дешифровании

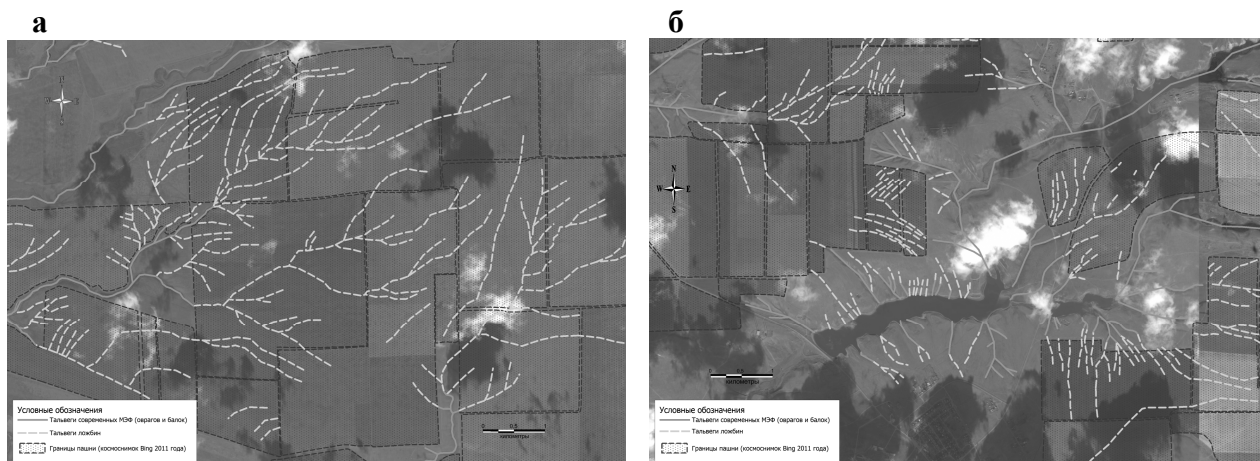


Рис. 2. Фрагменты схемы дешифрирования современной и реликтовой эрозионной сети на участке водосбора балки Водяной и ее отвершков: а) в нижнем течении (у с. Волочаевский); б) в верхнем течении (у с. Курганний).

выраженных на снимках тальвегов ложбин на участке картируемой территории общей площадью около 750 км^2 , в основном, в пределах пашни и пастбищ.

Согласно полученным результатам, реликтовая ложбинная сеть характеризуется густотой и плотностью форм, более чем в 5 раз превышающей эти параметры современных МЭФ (в среднем $2,8\text{-}3,5 \text{ км/км}^2$ и $6\text{-}8 \text{ шт./км}^2$ против $0,65 \text{ км/км}^2$ и примерно 1 шт./км^2 соответственно), и на порядок меньшими водосборными площадями при вершинах (в среднем около 1 га для вершин реликтовых ложбин и более 10 га для активных современных МЭФ), проникая практически до водоразделов (рис. 2). Также на космических снимках отчетливо видно, что современная овражно-балочная сеть наследует нижние звенья древней эрозионной сети. На большей части территории ложбины являются ведущим морфоскульптурным элементом междуречий, пологих склонов балок и долин. Они следуют вниз по склонам междуречий, пологим склонам балок, и либо переходят в современные активные эрозионные врезы, либо заканчиваются (перестают прослеживаться на космоснимке). Кроме того, во многих крупных современных овражно-балочных системах прослеживаются террасовидные поверхности, по-видимому, соответствующие положению днищ более крупных древних МЭФ периода максимального расчленения территории, поскольку многие ложбины-притоки привязаны своими нижними частями к этим поверхностям.

В пределах территории можно выделить две морфологические разновидности ложбинных систем с точки зрения их планового строения – древовидные (рис. 2а) и субпараллельные (рис. 2б). У древовидных ложбинных систем выделяется центральная стволовая ложбина и ее притоки (отвершки). Они обычно приурочены к концентрирующим сток склонам верховьев балочных водосборов в пределах крупных водораздельных массивов юго-западного склона Сальско-Маньчской гряды. Субпараллельные ложбины обычно имеют меньшую протяженности, но большую густоту и плотность. Они следуют преимущественно отдельно от соседних вниз по пологим прямым в поперечном профиле склонам, лишь изредка бифуркируя (разбиваясь на рукава) или сливаясь с соседними. Такие системы чаще приурочены к склонам относительно более узких грядовых или увалистых междуречий на периферии гряды или в пределах собственно Кумо-Маньчской впадины.

Важно отметить, что наблюдается отсутствие связи между положением антропогенных рубежей стока и простираанием ложбин. Ложбинные системы нередко пересекаются границами участков пашни, лесополосами, дорогами, каналами, при этом не прерываясь и никак не меняя свое направление (рис. 2). На таких участках выше линейных рубежей стока могут наблюдаться зоны локального переотложения современного агрогенного делювия, а ниже – участки периодического развития промоин в днищах ложбин за счет поступления

осветленного стока из зон аккумуляции. Однако на морфологии и параметрах самих ложбин эта современная динамика существенным образом не сказывается. Очевидно, формирование ложбинных систем произошло в доагрогенное время. Наличие более развитой реликтовой эрозионной сети свидетельствует о значительно больших эффективных расходах поверхностного стока, имевших место в период эрозионного расчленения, т.е., как минимум, об эпизодически существенно более высоком коэффициенте поверхностного стока в ландшафтно-климатических условиях периода ее формирования.

Современный этап активизации эрозии связан с продолжающейся в течение последних 100-150 лет интенсивной распашкой земель. Выявленное большое количество растущих МЭФ говорит об продолжении активного развития линейной эрозии в настоящее время и локальном росте эрозионной сети в условиях антропогенной нагрузки (Сушко, 2015). В основном растущие овраги наблюдаются на участках выбивания травянистого покрова и разрушения дернины в результате перевыпаса, по колеям грунтовых дорог и кюветам дорог с покрытием, на участках сброса вод от кошар, в местах прорыва земляных плотин и т.п. Однако искусственное снижение противоэрозионной устойчивости ландшафта не привело к омоложению значительной части древней эрозионной сети. По всей видимости, это связано с тем, что современные ландшафтно-климатические условия не способствуют формированию поверхностного стока, хотя бы эпизодически, в тех объемах, которые имели место в периоды ее активного развития.

Аналогичные реликтовые ложбинные сети, характеризующиеся существенно более значительным проникновением вглубь водоразделов и густотой расчленения по сравнению с современными МЭФ, описаны другими исследователями в соседних районах, в частности, на Ставропольской возвышенности (Панин и др., 2011а, б). Исходя из косвенных признаков, эти авторы предполагают, что эрозионное расчленение произошло, по-видимому, в самом конце среднего плейстоцена, в московское позднеледниковье Русской равнины (морская изотопная стадия МИС-6, $\approx 130-150$ тыс. л. назад), в условиях роста эрозионного потенциала атмосферных осадков при сохранении слабо развитого растительного покрова. Затем произошло ее выполнение склоновыми отложениями в течение холодной валдайской эпохи, когда профили крупных балок приобрели ящикообразный вид, а верховья небольших МЭФ могли быть полностью погребены и превращены в пологие ложбины. За счет этого общая густота и протяженность эрозионной сети значительно уменьшилась. Затем, возможно, было несколько периодов реактивизации глубинной эрозии (в конце позднего валдая и начале голоцена), но существенно менее значительные, чем позднемосковское углубление. Данные этапы уже имеют прямое подтверждение радиоуглеродным датированием делювиальных отложений заполнения днищ МЭФ (Еременко, Панин, 2010).

Поскольку прямых абсолютных датировок периода заложения реликтовой эрозионной сети в настоящее время нет, вопрос этот остается дискуссионным. В пределах исследуемой нами территории сеть ложбин местами покрывает склоны гряд в днище депрессии, начало формирования которых относится большинством исследователей к более позднему времени: второй половине позднего плейстоцена, концу существования буртасского озера и дохвалынской речной сети (МИС-3 – начало МИС-2, $\approx 20-35$ тыс. л. назад), соответствовавшего средневалдайскому межстадиалу и началу поздневалдайской стадии оледенения Русской равнины (Свиточ, Хоменко, 2009) или к эрозионному раннему этапу хвалынской трансгрессии (середина МИС-2, $\approx 15-20$ тыс. л. назад), соответствовавшей поздневалдайской стадии оледенения Русской равнины (Янина, 2009). Представляет несомненный интерес дальнейшее исследование реликтовой эрозионной сети, в частности, геологического строения заполнения ложбинных форм и террасовидных поверхностей, к которым привязаны их устьевые части, с тем, чтобы попытаться уточнить хронологию их формирования и связать с историей развития системы Понто-Каспийских проливов.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00705).

Список литературы:

- Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. М.: МИРОС, 2010. 192 с.
- Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г. Современные проблемы эрозиоведения. Белгород: «Константа». 2012. 456 с.
- Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. М.: ИКЦ Академкнига, 2002. 255 с.
- Панин А.В., Еременко Е.А., Ковда И.В. Цикл эрозионного расчленения и выполнения эрозионной сети на северо-востоке Ставрополя в конце плейстоцена (Ст. 1. Ложбинная сеть) // Геоморфология. 2011а. № 1. С. 77-87.
- Панин А.В., Еременко Е.А., Ковда И.В. Цикл эрозионного расчленения и выполнения эрозионной сети на северо-востоке Ставрополя в конце плейстоцена (Ст. 1. Современные балки. История эрозионной сети.) // Геоморфология. 2011б. № 2. С. 102-113.
- Свиточ А.А., Хоменко А.А. Грядовый рельеф Маныча (строение и происхождение) // Геоморфология. 2009. № 4. С. 99-108.
- Сушко К.С. Деградация каштановых почв сухих степей долины Маныча под влиянием хозяйственной деятельности. Дисс. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук, Ростов-на-Дону. 2015. 189 с.
- Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в Плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. докт. геогр. наук, Москва. 2009. 42 с.

**ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛИВА ПЕТРА
ВЕЛИКОГО В ОПТИМУМ ГОЛОЦЕНА**

П.С. Белянин¹, Н.И. Белянина¹, П.М. Андерсон², А.В. Ложкин³

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, pavelbels@yandex.ru

²Факультет наук о Земле и Космосе, Центр четвертичных исследований Вашингтонского Университета, Сиэтл, США, pata@u.washington.edu

³Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шилов, г. Магадан, Россия, lozhkin@neisri.ru

**EVOLUTION OF THE LANDSCAPES OF THE PETER THE GREAT BAY SOUTHWEST
COAST DURING THE HOLOCENE OPTIMUM**

P.S. Belyanin¹, N.I. Belyanina¹, P.M. Anderson², N.I., A.V. Lozhkin³

¹Pacific Geographical Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia

²Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA

³N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of FEB RAS, Magadan, Russia

Изменения природной среды, связанные с общепланетарными колебаниями климата, относятся к числу важнейших проблем с которыми столкнулось человечество. Значительное увеличение теплообеспеченности в средних и высоких широтах, начавшееся в начале голоцена, послужившее импульсом к формированию компонентов современных ландшафтов, в том числе растительности (Кинд, 1974; Sheldon, 2009), продолжилось и в среднем голоцене (Q_{IV}^2). В это время широтные границы растительных ареалов смещались к северу на несколько сотен километров. Глобальное увеличение среднегодовых температур на 1-2° (Величко, 2012), сопровождавшееся гляциоэвстатической трансгрессией Японского моря на 2,5-3 м выше современного (Короткий, 1994), привели к значительным перестройкам прибрежных ландшафтов, свидетельства которых встречены нами в литологии, пыльцевых и диатомовых летописях отложений прибрежных равнин.

Объектами исследования стали аллювиально-морские и аллювиальные отложения высокой пойменной террасы р. Рязановки и аккумулятивной равнины р. Туманной, а также

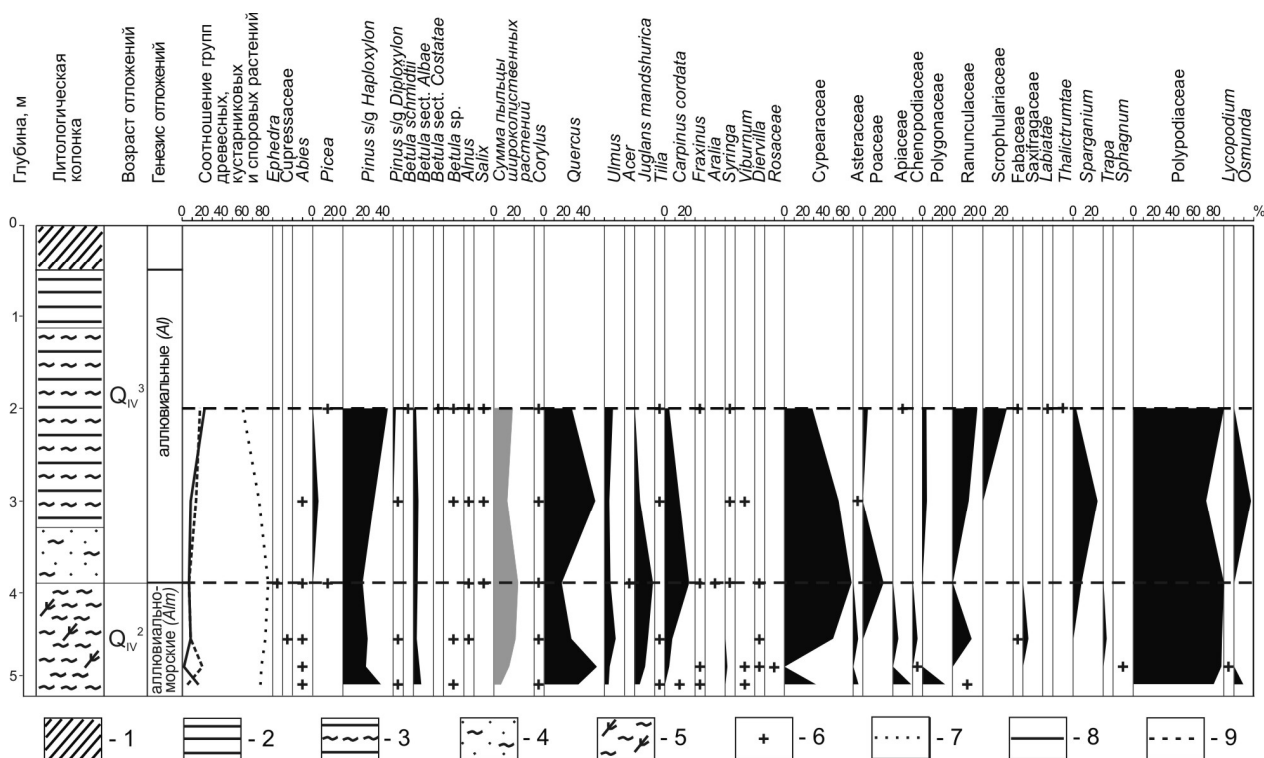


Рис. 1 – спорово-пыльцевая диаграмма отложений среднего-позднего голоцена скв. 24. 1 – современная почва, 2 – глина, 3 – глина с прослоями ила, 4 – песок мелкозернистый заиленный, 5 – ил темно-серый с остатками растений, 6 – содержание спор и пыльцы в спектрах менее 3%. Общее содержание: 7 – пыльцы деревьев, 8 – пыльцы трав, 9 – спор.

донные отложения оз. Карасье. Рассматриваемая территория ограничена с юга и юго-востока побережьем Японского моря, а с севера и запада отрогами Черных гор. Среди современных природных комплексов доминируют урочища равнинного прибрежно-морского ландшафта, относящегося к аккумулятивным равнинам под переувлажненными и заболоченными вейниковыми и осоко-вейниковыми лугами, зарослями камыша, тростника и кустарников на торфянистых и луговых почвах (Белянин, 2010; 2014). К горно-лесному ландшафту, занимающему подчиненное положение в ландшафтной структуре, относятся останцовые массивы и пологие увалы, высотой до 453,9 м (г. Малая Тигровая), сложенные в основном гранитами, под бурыми лесными почвами (Чубарь, 2000).

В результате поисковых работ Амурской партии Гидрогеологической экспедиции ПГО «Приморгеология», на высокой пойменной террасе в приустьевой части р. Рязановки, в 3,8 км от современной береговой линии моря (42°50'38" с. ш., 131°19'43" в. д.), на абс. выс. 5,3 м, буровой установкой на базе автомобиля ГАЗ-66, была заложена скв. 24 (рис. 1). Отбор проб и литологическое описание разреза по керну проводился А. П. Дубинским.

Буровые работы на акваториях озер Карасье (42°39'28" с. ш., 130°58'30" в. д., абс. выс. 0,2 м, максимальная глубина 1,5 м.) и Утиное (43°22'34" с. ш., 131°45'17" в. д., абс. выс. 0,2 м, максимальная глубина 3,0 м) (рис. 1), проведены Российско-Американской экспедицией «Paleoenvironmental Arctic Sciences». Бурение двух скважин, осуществлялось с плавучей платформы на катамаране. Отбор проб проводился к.г.н. А. В. Ложкиным, П. М. Андерсон, Л. Б. Брубейкер и Е. В. Митюревой поршневым пробоотборником системы Ливингстон. Керна поднимались секциями, длина которых составляла 1 м, а диаметр – 5 см. В случае высокой плотности осадков, извлекались короткие секции керна.

Диатомовый анализ 6 проб, отобранных с разных горизонтов, проведен Е. И. Царько. Подготовка образцов и приготовление постоянных препаратов на диатомовый анализ производилось по общепринятой методике (Диатомовый..., 1949).

Палинологическому анализу, выполненному Н. И. Беляниной, были подвергнуты 53 пробы, отобранные с интервалами 2-10 см. Образцы подготовлены для анализа по стандартной методике (Покровская, 1950), с применением щелочного метода Поста. Просмотр препаратов осуществлялся с использованием светового микроскопа ZEISS Axio Scope.A1 с программным обеспечением AxioVision LE 4.8.2.0. При невозможности выполнить определение пыльцы растений и спор до вида, идентификация таксонов проводилась до рода или семейства, а в тексте добавлялась приставка «sp.».

Датирование растительных и древесных остатков радиоуглеродным методом осуществлялось в Центре ускорительной масс-спектрометрии Лауренс Ливермор Национальной лаборатории Департамента Энергии Калифорнийского университета (Т. А. Браун). Используемые в работе датировки, калиброваны с помощью программы CALPAL_A (Weninger et al., 2005; 2007).

В настоящей работе представлены новые данные об эволюции ландшафтов побережья залива Петра Великого от м. Клерка до устья р. Туманной в среднем и позднем голоцене.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При изучении отложений оптимума голоцена в прибрежной зоне юго-западного Приморья, было установлено, что во всех скважинах и разрезах, присутствуют морские и лагунные осадки. Так, отложения в скв. 24, представлены следующими пачками:

	Интервал глубин, м
Почвенно-растительный слой	0,0-0,5
Глина светло-коричневая	0,5-1,1
Глина голубовато-серая с прослоями ила	1,1-3,3
Песок мелкозернистый, заиленный	3,3-3,85
Ил темно-серый с остатками растений	3,85-5,1
Песок крупнозернистый с галькой	5,1-6,6
Глина	6,6-7,0
Песок полимиктовый с галькой и редкими линзами глины	7,0-11,8
Валунно-галечные отложения с дресвяно-песчаным заполнителем	11,8-17,0
Гравийно-галечные отложения с суглинистым заполнителем	17,0-21,5
Ил аргиллитовый, черно-серый	21,5-25,0

По результатам спорово-пыльцевого анализа выделено два пыльцевых комплекса (ПК).

ПК Р-1 (инт. гл. 5,0-3,9 м)

В группе древесных растений преобладают пыльцевые таксоны широколиственных пород, которым сопутствуют хвойные растения. В группе первых доминируют дуб (*Quercus* sp., 18,4-42,9%), *Carpinus cordata* (1,4-23,3%), *Juglans mandshurica* (5,7-19,3%) и ильм (*Ulmus* sp., 4,3-11,5%). В малых количествах присутствуют пыльцевые зерна клена (*Acer* sp.), ясеня (*Fraxinus* sp.), аралии (*Aralia* sp.), сирени (*Syringa* sp.), калины (*Viburnum* sp.), диервиллы (*Diervilla* sp.) и семейства розоцветные (Rosaceae Juss.). Среди хвойных растений, основной фон создает пыльца *Pinus koraiensis* (19,7-38,5%), которой сопутствуют пыльцевые зерна *Pinus densiflora*, ели (*Picea* sp.) и семейства кипарисовые (Cupressaceae Rich. ex Bartl.). Отмечен представитель класса гнетовые (Gnetopsida) – хвойник (*Ephedra* sp.).

Среди мелколиственных растений высоко содержание пыльцы древесной березы секции *Betula* sect. *Albae* (1,0-7,8%). В группе травянистых растений преобладают пыльцевые зерна семейств осоковые (Cyperaceae Juss., 32,3-69,6%), мятликовые (Poaceae Barnhart, 16,1-21,7%), гречишные (Polygonaceae Juss., до 22,5%), лютиковые (Ranunculaceae Juss., 3,2-18,8%) и зонтичные (Apiaceae Lindl., 3,1-19,3%). Пыльца прибрежно-водных представлена водным орехом (*Trapa* sp., до 3,1%) и ежеголовником (*Sparganium* sp., до 8,7%). Среди споровых растений доминирующее положение занимает семейство многоножковые (Polypodiaceae Bercht et Presl., 9,0-100,0%) и чистоустник (*Osmunda* sp., до 18,6%). В небольшом количестве встречены споры торфяного мха (*Sphagnum* sp.).

ПК Р-2 (инт. гл. 3,9-2,0 м)

В палиноспектрах в группе темнохвойных растений доминирует пыльца *Pinus koraiensis* (31,1-44,5%). В небольшом количестве встречаются пыльцевые зерна *Picea*, *Pinus densiflora* и *Abies*. В нижней части горизонта присутствует пыльца *Ephedra*. Среди мелколиственных растений наиболее велико содержание пыльцевых зерен *Betula* sect. *Albae* (3,0-5,0%) и ольхи (*Alnus* sp., 1,2-2,1%). Отмечена пыльца древесной березы секции *Betula* sect. *Costatae*, железной березы (*Betula schmidtii* Regel.), гибридных берез (*Betula* sp.) и ивы (*Salix* sp.).

Ведущее положение в группе широколиственных растений занимает пыльца *Quercus* (27,0-41,5%), *Ulmus* (4,1-8,3%), *Juglans mandshurica* (до 18,2%), а также *Carpinus cordata* (до 21,3%). Единично встречаются пыльцевые зерна *Syringa*, лещины (*Corylus* sp.), *Tilia*, *Viburnum* и *Fraxinus*. В группе травянистых растений основной фон создает пыльца, принадлежащая семействам *Cyperaceae* (29,2-59,2%), *Ranunculaceae* (17,2-25,3%) и норичниковые (*Scrophulariaceae*, до 25,3%). Присутствуют пыльцевые зерна прибрежно-водного растения *Sparganium* (до 3,2-24,1%). Споровые таксоны представлены семействами *Polypodiaceae* и чистоустовые (*Osmundaceae* Bercht. et J. Presl).

Результаты биостратиграфического исследования отложений по скв. 24, скоррелированные с данными по озерным скважинам оз. Карасье и разрезам более ранних исследований в долинах рек Раздольная и Туманная, позволили реконструировать развитие прибрежных ландшафтов в среднем-позднем голоцене.

Эволюцию растительного покрова на начальной стадии оптимума голоцена (Q_{IV}^2), отражают пыльцевые спектры ПК Р-1, свидетельствующие о возрастании среднегодовых температур по сравнению с ранним голоценом (Q_{IV}^1). В это время доминировали полидоминантные леса с участием корейской сосны и пихты цельнолистной. На равнинах были обычны разнотравные луга. В структуре растительного покрова практически исчезли растительные формации позднего плейстоцена и раннего голоцена – заросли ольховника и сфагновые болота.

Среди диатомей доминируют – *Conscinodiscus lacustrins* Grun., *Diploneis Smithii* (Breb.) W. Sm., *Diploneis Smithii* var. *pumila* (Grun.) Hust., *Navicula jarrensis* Grun., *Navicula peregrina* (Ehr.) Ktz., *Caloneis formosa* (Greg.) Cl., *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Mull., отражающие проникновение морских вод в прибрежные озера, устья рек и образование лагун. Комплекс диатомей, свидетельствующий об осадконакоплении в мелком море, выделен в скв. 103 (зал. Голубиный), в инт. гл. 1,5-0,7 м. Повышение уровня моря на 2,5-3,0 м выше современного (Короткий, 1994) привело к затоплению прибрежных равнин и формированию серий штормовых валов. Не покрытые морскими водами участки занимали преимущественно осоково-разнотравные луга.

Данная фаза эволюции растительного покрова зафиксирована в ПК-4 оз. Карасье (алеврит, инт. гл. 0,85-1,45 м) (^{14}C 7550±40 л.н., 8374±23 кал. л.н., CAMS # 73290; ^{14}C 5780±40 л.н., 6582±54 кал. л.н., CAMS # 74347; ^{14}C 5050±40 л.н., 5813±63 кал. л.н., CAMS # 71814), и в долине нижнего течения р. Раздольная, в разрезе «4005» (^{14}C 6530±75 л.н., 7434 ± 74 кал. л.н., Ки-2359) (Павлюткин, Беянина, 2002). Ранее, подобные результаты получены Ю. А. Микишиным и др. (2001, 2014).

Состав реконструированной растительности ПК Р-2, скв. 24 характеризует значительные перестройки в составе растительности юго-западного побережья залива Петра Великого, обусловленные похолоданием и морской регрессией в конце среднего голоцена (Q_{IV}^{2-3}). В это время происходило формирование современных компонентов ландшафтов прибрежных аккумулятивных равнин.

В СПС отмечается увеличение роли темнохвойной и мелколиственной растительности. При этом, заметно сократилась доля полидоминантных лесов, в которых сохранялось присутствие *Pinus koraiensis*, *Quercus mongolica* и других широколиственных пород. На прибрежно-морских равнинах, были обычны осоковые луга, заросли *Betula* sect. *Nanae* и

сфагновые болота. Присутствие пыльцы прибрежно-водного растения *Sparganium*, свидетельствует о понижении уровня моря.

Среди диатомовой флоры встречены *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Pinnularia brevicostata* Cl., *Pinnularia episcopalis* Cl., *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Neidium iridis* (Ehr.) Cl., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., обитающих в пресноводных, заболоченных водоемах. Диатомеи аналогичной экологии выделены и в скв. 103 из пачки торфа в инт. гл. 0,7-0,0 м.

Похолодание в конце среднего голоцена зафиксировано в ПК-5 оз. Карасье (алеврит, инт. гл. 0,85-0,3 м). Результаты радиоуглеродного датирования (^{14}C 4890 \pm 40 л.н., 5632 \pm 26 кал. л.н., CAMS # 74346; 4300 \pm 40 л.н., 4894 \pm 44 кал. л.н., CAMS # 73288; 3870 \pm 40 л.н., 4311 \pm 71 кал. л.н., CAMS # 74344), подтверждают, что реконструированные изменения в составе растительности произошли при переходе от среднего голоцена к позднему.

Новые палеогеографические данные, полученные при изучении осадков прибрежных равнин юго-западного побережья залива Петра Великого, представляют качественную характеристику реакции прибрежных ландшафтов на глобальные климатические колебания. Изменение в литологии отложений, в составе палиноспектров и диатомовых комплексов, свидетельствует о значительных перестройках природной среды в среднем и позднем голоцене, выразившихся в сменах растительных формаций и переориентации береговой линии моря.

Список литературы:

Белянин П.С. Ландшафтная структура острова Фуругельма: факторы формирования и современное состояние // География и природные ресурсы, – 2010. – № 3. – С. 94-98.

Белянин П.С. Ландшафтная структура долины реки Туманной и окружающих ее предгорий (Дальний Восток) // География и природные ресурсы, – 2014. – № 1. – С. 134-141.

Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, – 2012. – 563 с.

Диатомовый анализ. Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. – Л., – 1949. – Кн. 1. – 240 с.; Кн. 2. – 288 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. – 256 с.

Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря и ландшафты прибрежной зоны (этапы развития и тенденции) // Вестник ДВО РАН, – 1994. – № 3. – С. 29-42.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Палеосреда о. Русский (Южное Приморье) в среднем-позднем голоцене // Фундаментальные исследования, – 2014. – № 3. – С. 516-522

Павлюткин Б.И., Белянина Н.И. Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеан. геология, – 2002. – Т. 21. – № 3. – С. 80-93.

Покровская И.М. Пыльцевой анализ. Москва: Госгеолиздат, 1950, – 571 с.

Чубарь Е.А. Природные особенности района р. Туманной в нижнем течении и сопредельной территории // Экологическое состояние и биота юго-западной части залива Петра Великого и устья р. Туманной. Владивосток: Дальнаука. – 2000, – Т. 1. – С. 15-41.

Mikishin Yu. A., Popov A N., Petrenko T.I., Rakov V.A., Orlova L.A., Jull A.J.T. Development of coastal environments of Boisman bay (Peter the Great bay, southern Primorye) during the Holocene // Reports of the International Workshop on the Global Change Studies in the Far East. – Vladivostok: Dalnauka, – 2001. – Vol. 1. – Pp. 58-71.

Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosoils. Earth-Sci., 2009, – Rev. 95. – Pp. 1–52.

Weninger B., Jöris O., Danzeglocke U. Cologne radiocarbon calibration & paleoclimate research package. CALPAL_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition, 2002. – Universitat zu Köln, Institut für Ur-und Frühgeschichte, Radiocarbon Laboratory. – Weyertal 125, D-50923. Köln., 2005, 2007. [Электронный ресурс] – режим доступа: <http://www.calpal-online.de>.

РАЗВИТИЕ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В БАССЕЙНЕ Р. УССУРИ В МЕГАИНТЕРВАЛ МИС 3-2

Н.И. Белянина, П.С. Белянин

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, pavelbels@yandex.ru

ENVIRONMENTAL HISTORY OF THE USSURI RIVER BASIN DURING MIS 3/2

N.I. Belyanina, P.S. Belyanin

Pacific Geographical Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia

Анализ развития природной среды в позднем плейстоцене и голоцене, имеет важное значение для палеогеографических реконструкций. Большой научный интерес представляет изучение закономерностей эволюции природных компонентов ландшафтов, в том числе долинных экосистем, развитие которых обусловлено направленностью и периодичностью климатических колебаний в позднечетвертичное время. Именно периоды этих климатических осцилляций отличаются наиболее высокими скоростями изменений компонентов природно-территориальных комплексов.

К настоящему времени, в результате изучения геологического строения четвертичных отложений северо-западного Приморья установлено, что высокие пойменные и надпойменные террасы рек высоких порядков, сложены отложениями позднего плейстоцена-голоцена (Павлюткин и др., 1984; Шумова, Климанов, 1989; История, 1972), однако, в бассейне нижнего течения р. Бикин, подобных исследований не проводилось.

В настоящей статье впервые представлены результаты анализа эволюции долинных экосистем и климата в нижнем течении р. Бикин в позднем плейстоцене и голоцене, в МИС 4-1 (Bassinot et al., 1994). В работе использованы палинологические материалы, данные диатомового анализа и радиоуглеродного датирования. Периодизации климатических событий плейстоцена и голоцена выполнена по схеме, предложенной д.г.н. А.Н. Молодковым и Н.С. Болиховской для Северной Евразии (2011), хорошо коррелирующей с хроностратиграфической схемой юга Дальнего Востока России (Короткий и др., 1980).

Во время полевых работ Гидрогеологической экспедиции «Приморгеология» и Амурского почвенного отряда по программе ДВО РАН «Комплексные исследования природной среды бассейна р. Амур», были исследованы комплексы аллювиальных и биогенных отложений пойменных и надпойменных террас в долине нижнего течения р. Бикин и его притоков.

Отбор проб из разрезов «6204», «6205», «6024», «6010» и «6056» выполнен А.Д. Боровским, а из разреза «08/20-2008» – П.С. Беляниным. Исследование диатомовой флоры проведено Е.И. Царько, а спорово-пыльцевой анализ – Н. И. Беляниной. Определение возраста радиоуглеродным методом проводилось на Украине в Институте геологии Украинской Академии наук (г. Киев), ответственный исполнитель Н. Н. Ковалюх. В общем получено 11 датировок, калиброванных с помощью программы CALPAL_A (Weninger et al., 2005, 2007).

Ключевым диагностическим признаком, определяющим границы палинокомплексов (ПК), принято считать изменение таксономического состава спорово-пыльцевых спектров (СПС) и процентного содержания таксонов, отличающихся от выше- и нижележащих СПС.

Наиболее представительным оказался разрез «6204», в котором выделено 6 палинокомплексов. Результаты биостратиграфического расчленения четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Бикин, подкрепленные материалами по другим изученным разрезам позволяют реконструировать развитие долинных экосистем в позднем плейстоцене-голоцене.

Осадконакопление аллювиальных отложений вероятно в завершающую фазу МИС 4, а, возможно, и в самом начале МИС 3, в интервале глубин 15,9-13,1 м (разрез «6204», ПК 1), происходило при холодных климатических условиях, о чем свидетельствует

таксономический состав палиноспектров и радиоуглеродная дата 54 000 л.н. (Ки-3371), выделенная из пачки супеси с древесными остатками на глубине 13,3 м. В это время были широко развиты ландшафты северобореального облика – мари и темнохвойная тайга. Однако присутствие пыльцы широколиственных растений указывает на первые признаки потепления.

Выше по разрезу «6204» (ПК 2) отмечается возрастание теплообеспеченности. Седиментация в интервале глубин 13,1-10,5 м происходила во время кратковременного межледниковья (Величко и др., 1997, Величко, 2012), при условиях несколько холоднее современных, что подтверждается таксономическим составом пыльцы и спор, отражающих доминирование в экосистемах пионерных сообществ березовых лесов с участием широколиственных растений и сосны корейской. Возраст древесных остатков по радиоуглероду из слоя песков разнозернистых переслаивающихся с супесью на глубине 11,6 м составил $34\,500 \pm 250$ л.н. ($39\,775 \pm 787$ кал. л.н.) (Ки-3370). Отложения этого же возраста вскрыты в восточном секторе оз. Ханка, скважинами 579 (столб воды 3,0 м, интервал глубин 8,4-6,3 м) и 77 (столб воды 4,5 м, интервал глубин 5,3-3,0 м) (Белянин, Белянина, 2012).

Данные о кратковременном похолодании в МИС 3, характеризующимся более суровыми, нежели в настоящее время климатическими условиями в Приморье, получены из разреза «6024» в долине р. Уссури, в интервале глубин 3,0-2,5 м, что подтверждается радиоуглеродной датой $29\,700 \pm 160$ л.н. ($34\,036 \pm 240$ кал. л.н.) (Ки-3277).

В вышележащей пачке супеси, включающей фрагменты древесных остатков разреза «6204» в интервале глубин 10,5-9,1 м (ПК-3), зафиксировано похолодание, о чем свидетельствует изменение структуры палиноспектров и радиоуглеродная дата $27\,750 \pm 150$ л.н. ($32\,298 \pm 273$ кал. л.н.) (Ки-3275), выделенная с глубины 9,8 м разреза «6204». Обширное распространение имели маревые ландшафты с лиственничными редколесьями и темнохвойная тайга с небольшим присутствием ильма.

Аналогичные палиноспектры получены Ю.А. Микишиным и И.Г. Гвоздевой (Микишин, Гвоздева, 2011) из слоя песка в скв. 26-Н (столб воды 4,4 м), пробуренной в центральной части пролива, соединяющего Амурский залив с заливом Угловой. Выделенная из погребенной почвы в интервале глубин 13,5-13,1 м, радиоуглеродная дата составила 25465 ± 260 л.н. ($30\,400 \pm 439$ кал. л.н.) (СОАН-7769). Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о широком развитии лиственнично-березовых лесов.

Продолжившееся усиление суровости климата, происходившее в условиях сартанского оледенения (Кинд, 1974), хорошо отражено в спорово-пыльцевых спектрах, выделенных из пачки переслаивающихся супесей, суглинков и гравелистых песков в разрезе «6204» на глубинах 9,1-3,7 м (ПК 4) и «6205» в интервале глубин 6,9-2,2 м (ПК 1). Палиноспектры характеризуют значительно более холодные, чем современные климатические условия, отвечающие ледниковой фазе МИС 2. Данные выводы подтверждаются результатами радиоуглеродного датирования древесных остатков из слоя супеси разреза «6205» на глубине 6,9 м – $17\,990 \pm 200$ л.н. ($21\,673 \pm 448$ кал. л. н.) (Ки-3293). В экосистемах доминировали березовые редколесья, по всей видимости, с высокой долей лиственницы и участием ели, а также участки сфагновых болот с кустарниковой березкой.

Схожие результаты, свидетельствующие о холодном климате, получены также из слоя супеси с включениями растительных остатков на глубине 5,1 м скв. 579. Возраст отложений по результатам радиоуглеродного датирования составил $17\,840 \pm 200$ л.н. ($21\,402 \pm 453$ кал. л.н.) (Ки-2166). По данным карпобогического анализа (заключение Ф. М. Величкевича), в это время на Приханкайской равнине господствовала таежная флора, что свидетельствует о развитии в гляциальный период позднего плейстоцена обширных марей и болот с елью аянской, лиственницей и ерниками. Ниже по разрезу «6205» из погребенной древесины в пачке песков на глубине 5,7 м, получена радиоуглеродная дата $14\,800 \pm 100$ л.н. ($18\,138 \pm 288$ кал. л.н.) (Ки-3294), соответствующая ньяпанской стадии сартанского оледенения в Сибири (Кинд, 1974).

Увеличение доли пыльцы темнохвойных растений около 12 000 л.н., свидетельствует об

осадконакоплении в условиях наступающего интерстадиала. Полученные радиоуглеродные датировки по погребенной древесине с глубины 4,0 м, разреза «6205» $12\,300 \pm 100$ л.н. ($14\,459 \pm 361$ кал. л.н.) (Ки-3298) и слоя супеси, вмещающего древесные остатки с глубины 4,0 м разреза «6204» $11\,270 \pm 80$ л.н. ($13\,173 \pm 112$ кал. л.н.) (Ки-3343) свидетельствуют, что осадконакопление происходило в условиях кокоревского интерстадиала сартанского оледенения позднего плейстоцена (Кинд, 1974).

Глобальное потепление климата, произошедшее в начале голоцена, заметно отразилось в таксономической структуре спорово-пыльцевых спектров разрезов «6204» и «6205». В это время, в низкопорядковых водотоках нижнего течения Бикина, формировались высокие пойменные террасы, превышение которых в настоящее время над урезом воды в межень достигает 2,5-3,0 м., а также надпойменные террасы, сложенные суглинками и супесями, нередко гумусированными.

Состав ПК 5 (разрез «6204») и ПК 2 (разрез «6205»), отражает появление в ландшафтах широколиственных растений. Наряду с этим, в днище долины реки сохранялись экосистемы марей, темнохвойных лесов и, вероятно, лиственных редколесий. Данные о возрасте отложений подтверждаются радиоуглеродной датой 9270 ± 60 л.н., полученной с глубины 1,8 м, из слоя суглинка с древесными остатками в разрезе «6205» (устное сообщение д.г.-м.н. Б.И. Павлюткина). Раннеголоценовая фаза седиментации завершилась формированием лугово-болотной почвы, перекрывающейся торфяником. Схожие палиноспектры получены и в междуречье рек Хор и Кия. Возраст отложений по радиоуглероду составил 8890 ± 95 (СОАН-4454) (9972 ± 166 кал. л.н.) (Bazarova et al., 2007).

Продолжившееся потепление климата в среднем голоцене отразилось в структуре растительности нижнего течения р. Бикин и его притоков. По разрезам надпойменных террас р. Алчан из слоя песка с растительными остатками (разрез 6010, глубина 1,7 м) и р. Бурлитовка (разрез 6056, глубина 2,9 м) получены радиоуглеродные датировки 6660 ± 70 л.н. (7537 ± 52 кал. л.н.) (Ки-3269) и 6090 ± 70 л.н. (6988 ± 116 кал. л.н.) (Ки-3256) соответственно (Белянин, 2013; Белянина, 2015). Свидетельства теплых климатических условий установлены и в долине р. Раздольная юго-западного Приморья. Возраст отложений в разрезе «4005» составил 6530 ± 75 л. н. (7434 ± 74 кал. л.н.), (Ки-2359) (Павлюткин, Белянина, 2002). В палиноспектрах доминирует пыльца умеренно-термофильных растений, что свидетельствует о широком развитии полидоминантных лесов.

В условиях максимального потепления (главный оптимум голоцена), проходил следующий этап развития экосистем, зафиксированный в ПК 6 (разрез «6204») и ПК 3 (разрез «6205»). В это время отмечено начало торфообразования, установленного по радиоуглеродной дате 5120 ± 80 л.н. (5859 ± 94 кал. л.н.) (Ки-3372), полученной для основания слоя торфа с глубины 0,8 м в разрезе «6205». Торфонакопление происходило в течение среднего-позднего голоцена, включая завершающую стадию атлантического периода. В ландшафтах доминировали дубово-широколиственные леса с участием хвойных растений. Основными лесообразующими породами являлись *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fraxinus*, а также *Betula* sect. *Albae*. Подчиненное положение имели сосна корейская *Pinus koraiensis* Siebold et Zucc. и *Picea*. Схожие палинологические данные получены и из слоя супеси с прослоями гальки, в интервале глубин 1,74-1,65 м разреза «08/20-2008» Белянин, 2013; Назаркина, Белянин, 2013), а также в междуречье рек Хор и Кия ^{14}C (5410 ± 70 л. н.) (6177 ± 98 кал. л.н.) (СОАН-4718) (Bazarova et al., 2007).

В это время происходили глубокие перестройки прибрежных ландшафтов, связанные с интенсивным эрозионным и аккумулярующим воздействием реки, на что указывает комплекс пойменных диатомей, выделенных в интервале глубин 1,2-0,0 м разреза «6010». В его составе преобладают: *Aulacoseira italica* (Ehr.) Sim., *Actinella brasiliensis* Grun., *Eunotia formica* Ehr., *E. monodon* Ehr., *E. monodon* var. *hankensis* (Skv.) Sheshuk., *Stauroneis anceps* Ehr., *S. phoenicenteron* Ehr., *Navicula americana* Ehr., *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr.

Признаки похолодания (Кинд, 1974), произошедшего, вероятно, в конце среднего голоцена, отмечены в палиноспектрах, выделенных из слоя суглинка в интервале глубин

0,38-1,15 м разреза «08/20-2008» (Белянин, 2013; Назаркина, Белянин, 2013). Они отражают сокращение сосново-широколиственных и развитие мелколиственных и темнохвойных лесов с участками ерников. Из растительности исчезает орех маньчжурский *Juglans mandshurica* Maxim. Снижение теплообеспеченности 3720 ± 100 л. н. (4089 ± 145 кал. л.н.) (COAH-4452) зафиксировано также в палиноспектрах отложений в междуречье рек Хор и Кия (Bazarova et al., 2007).

Во второй половине позднего голоцена возобновилось потепление, отраженное в палиноспектрах, выделенных из слоя торфа в разрезах «6204» и «6205», в интервалах глубин 0,6-0,2 м и 0,4-0,2 м соответственно, а также в пачке песка и суглинка на глубине 0,08-0,0 м, в разрезе «08/20-2008» (Белянина, 2005; Белянин, 2013). В них отмечено высокое содержание пыльцы дуба и сосны корейской, занимавших доминирующее положение в ландшафтах в Средневековый теплый период (MWP) (Ledru et al., 2013). В верхней части этой же пачки, доля пыльцевых зерен сосны корейской достигает максимума, наряду с чем уменьшается содержание таксонов широколиственных растений. Материалы, свидетельствующие о кратковременном повышении среднегодовых температур в MWP, получены, также на севере о. Уруп (Разжигаева и др., 2014) и на Шкотовском плато в южном Приморье (Разжигаева и др., 2016). В это время, при климатических условиях незначительно теплее современных, в нижнем течении Бикина происходило формирование низких пойменных террас, высота уступа которых достигает 2 м.

Полученные первые биостратиграфические данные по раннему голоцену нижнего течения р. Бикин, свидетельствуют о значительном повышении среднегодовых температур и о схожести природных условий раннего голоцена с МИС 3 (Величко и др., 1997; Величко и др., 2012). В это время в растительности происходила экспансия элементов Маньчжурской флоры – сосны корейской, дуба, ильма и др., являющихся основными компонентами современных природных комплексов долины нижнего течения р. Бикин. Климат межледниковий, за исключением оптимальной фазы голоцена, был близок к современному.

Подобные природные процессы происходили и на океанических островах Дальнего Востока. Так, на о. Шикотан (Южные Курилы), в начале раннего голоцена значительно расширился ареал кедрового стланика (*Pinus pumila* (Pall.) Regel.) (Разжигаева и др., 2008). Проведенный анализ палеогеографической обстановки в долине нижнего течения р. Бикин показывает, что основные черты современных ландшафтов заложились в начале раннего голоцена.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант 15-05-0171

Список литературы:

Белянин П.С. Развитие геосистем бассейна р. Бикин (Дальний Восток) в среднем и позднем голоцене // География и природные ресурсы, 2013,– № 1. – С. 105-111.

Белянин П.С., Белянина Н. И. К эволюции растительного покрова Приханкайской впадины и ее горного обрамления в позднем неоплейстоцене-голоцене (по палинологическим данным) // Тихоокеанская геология, 2012,– Т. 31. – № 2. – С. 96-100.

Белянина Н.И. Стратиграфия отложений позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Уссури // XI Всероссийская палинологическая конференция «Палинология: теория и практика». – М.: АРЕС,– 2005. – С. 31–32.

Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Климанов В.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Спасская И.И. Влияние долго- и короткопериодных климатических колебаний на динамику экосистем (на основе палеоданных за последние 140 000 лет) // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС, –1997. – С. 47-53.

Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, –2012. – 563 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, –1974. – 256 с.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. «Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография». Новосибирск: Наука, –1980. – 234 с.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Амурского залива (Приморский край) // Естественные и технические науки, 2011,– № 3. – С. 242–245.

Молодыхов А.Н., Болиховская Н. С. Климато-стратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Азии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3: Сб. научных статей. М.: Географический факультет МГУ, –2011. – С. 44-77.

Назаркина А. В., Белянин П. С. Этапы формирования аллювиальных почв в ландшафтах бассейна реки Бикин в среднем и позднем голоцене (бассейн реки Амур) // Почвоведение, –2013.– № 12. – С. 1411-1422.

Павлюткин Б.И., Белянина Н.И. Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеан. геология, –2002. – Т. 21. – № 3. – С. 80–93.

Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Белянина Н.И. Оковитая Н.А., Лобанова Л.А. Голоценовые отложения бассейна р. Раздольной (юго-западное Приморье) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, –1984. – С. 43–53.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А. Стратиграфия торфяника долины р. Горобец и развитие природной среды о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Тихоокеан. геология, –2008. – Т. 28. – № 4. – С. 82-98.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Белянина Н.И., Мохова Л.М. Проявления малого оптимума голоцена на юге Дальнего Востока // География и природные ресурсы,–2014. – № 2. – С. 124-131.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Макарова Т.Р., Паничев А.М., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А. Развитие ландшафтов Шкотовского плато Сихотэ-Алиня в позднем голоцене // Изв. РАН Сер. геогр.,–2016. – № 3. – С. 65-80.

Шумова Г.М., Климанов В.А. Растительность и климат позднеледниковья и голоцена прибрежной зоны Северного Приморья // Палеоклиматыпозднеледниковья и голоцена. М.: Наука, – 1989. – С. 154–160.

Bassiot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett.,– 1994. – V. 126. – P. 91-108.

Bazarova V.B., Mokhova L.M., Klimin M.A., Orlova L.A. New pollen records of Late Pleistocene and Holocene changes of environment and climate in the lower Amur River Basin, NE Eurasia // Quaternary International.,–2008. – V. 179. – № 1. – P. 9-19.

Weninger B., Jöris O., Danzeglocke U. Cologne radiocarbon calibration & paleoclimate research package. CALPAL_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition, 2002. Universitat zu Köln, Institut für Ur-und Frühgeschichte, Radiocarbon Laboratory. Weyertal 125, D-50923. Köln.,–2005, 2007. [Электронный ресурс] – режим доступа: <http://www.calpal-online.de>

Ledru M.-P., Jomelli V., Samaniego P., Vuille M., Hidalgo S., Herrera M., Ceron C. The Medieval Climate Anomaly and the Little Ice Age in the eastern Ecuadorian Andes // Climate of the Past.,–2013. – № 9. – Pp. 307-321.

**ХОЛОДНЫЙ ЭПИЗОД РАННЕГО ГОЛОЦЕНА ОКОЛО 8200 ЛЕТ НАЗАД В
СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЕ: ЭМПИРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ**
И.И. Борзенкова¹, Е.Л. Жильцова¹, О.К. Борисова², Т.В. Сапелко³

¹ Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия,
irena_borzen@mail.ru

² Институт географии РАН, Москва, Россия, olgakborisova@gmail.com

³ Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru

**THE 8200 YR COLD EVENT IN THE NORTHERN EUROPE:
EMPIRICAL DATA AND POSSIBLE CAUSES**

I.I. Borzenkova¹, E.L. Zhiltsova¹, O.K. Borisova², T.V. Sapelko³

¹ State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

² Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

³ Institute of Limnology RAS, St. Petersburg, Russia

Данные глобального мониторинга ряда Мировых климатических центров показали, что темпы роста глобальной температуры вновь увеличилась за последние три года после некоторого замедления, характерного для предшествующего периода (<http://www.ncdc.noaa.gov/>, <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/news/>). Материалы, представленные в докладе Межправительственной группой экспертов по изменению климата показали, что глобальная температура увеличилась на $0.8 \pm 0.2^\circ\text{C}$ по сравнению с концом XIX столетия (IPCC, 2013). Криосфера Земли как наиболее чувствительная часть глобальной климатической системы отреагировала на рост глобальной температуры беспрецедентным за всю историю наблюдений сокращением площади морского льда в Полярном бассейне и уменьшением его толщины (Анисимов и др., 2015; Борзенкова, 2016; Второй оценочный доклад..., 2013; IPCC, 2013). Глобальное потепление сопровождается не только таянием морских льдов и частично Гренландского ледяного щита, особенно в прибрежных районах, но и ростом осадков, наиболее значительным в высоких широтах.

Соленость морской воды во многом определяется притоком речных вод в океан. Крупнейшие российские реки, впадающие в Северный Ледовитый океан (СЛО), обеспечивают до 70% суммарного речного стока (Шикломанов и др., 2011). При сохранении темпов глобального потепления суммарный сток рек, впадающих в СЛО, может значительно возрасти. Шикломанов и др. (2011) оценивают увеличение стока основных рек бассейна СЛО от 6-10 до 20-40% в год и увеличение притока пресной воды в СЛО к середине 21 века на 10-20%. Многие исследователи полагают, что эти процессы могут повлиять на пресноводный баланс океанических вод, что вызовет серьезные последствия в изменении климата уже в сравнительно близком будущем. Изменение солености океанических вод может привести к нарушению устойчивости формирования глубинных океанических вод в Северной Атлантике, что вызовет ослабление Атлантического конвейера, определяющего климатические условия на значительной территории северного полушария. Подобные ситуации складывались в прошлом неоднократно в период таяния и распада ледниковых щитов. Чтобы оценить возможность реализации подобного сценария в будущем, можно обратиться к данным о климате раннего голоцена.

Процесс дегляциации во время выхода климатической системы из последнего оледенения характеризовался нестабильностью глобального и регионального климата, когда на фоне положительного тренда температуры быстрые и относительно кратковременные похолодания чередовались с потеплениями. Между 14000 и 8000 лет назад отмечается до десятка холодных эпизодов различной продолжительности и амплитуды. Наиболее значительные и хорошо прослеживаемые из них датируются около 10.2, 9.2 и 8.2 тыс. калиброванных лет назад. Последний эпизод (около 8200 лет назад) наиболее обеспечен эмпирическими данными.

По мнению многих исследователей, генезис этого и более ранних похолоданий раннего голоцена связан с инъекциями пресной воды в Северную Атлантику в результате таяния Лаврентийского и Гренландского ледниковых щитов и морского льда в СЛО и в Северной Атлантике. Подобные процессы возможны и в современную эпоху из-за быстрого сокращения площади морских льдов в Арктике и увеличения осадков в высоких широтах в ответ на современное потепление.

Анализу эмпирических материалов, позволяющих реконструировать климатические события раннего голоцена и событие около 8200 лет назад, посвящено большое количество исследований (Alley, Ágústssdóttir, 2005; Thomas et al., 2007; Veski et al., 2004; и др.). Наиболее детально похолодание около 8200 лет назад изучено на основе анализа спорово-пыльцевых и кислородно-изотопных данных по озерным отложениям из районов, непосредственно примыкающих к Северной Атлантике, где похолодание проявилось наиболее ярко (Borzenkova et al., 2015; Seppä et al., 2007; Veski et al., 2004). Наиболее детально временная структура похолодания 8200 лет назад изучена по данным ледяных кернов из Гренландии (Kobashi et al., 2007; Thomas et al., 2007). По данным изучения гренландского керна NGRIP начало похолодания датируется 8300 ± 10 /-40 лет назад, его конец – 8140 ± 50 /-10 лет назад с максимальной ошибкой в 45 лет (Rasmussen et al., 2014).

Для оценки пространственной и временной структуры сравнительно небольших по амплитуде и относительно коротких по времени (порядка первых десятилетий) климатических событий в прошлом необходимы геологические записи, обеспеченные высокой дискретностью отбора проб и точным временным контролем. Наиболее полно таким требованиям отвечают кислородно-изотопные данные, полученные в результате анализа ледяных кернов, кальцитообразных отложений из континентальных пещер или озерных отложений. Однако эти материалы сильно ограничены и не позволяют получить пространственную картину климатических изменений. Наиболее значительная часть эмпирических данных представлена спорово-пыльцевыми диаграммами, полученными с достаточно высокой степенью дискретности и датированными радиоуглеродным и другими методами.

Морские отложения с высокой скоростью седиментации также являются источниками независимых косвенных данных, позволяющими выделить относительно короткие по времени климатические события. Чаще всего для этой цели используют пистонные керны с высоким временным разрешением, датированные абсолютными методами. Эти позволяют получить количественные оценки изменения температуры поверхности воды и температуры глубоких слоев по данным о видовом составе планктона или бентоса и оценить интенсивность ледового разноса на основе седиментологического или минералогического анализа морских осадков. В качестве альтернативного метода оценки температуры поверхности воды используют соотношение Ca/Mg в морских осадках.

На рисунке 1 представлена карта ключевых разрезов, где похолодание 8200 лет назад проявилось в различных природных обстановках. Архив эмпирических данных включает около 90 разрезов из морских, озерных, континентальных записей из Северной Европы, Гренландии и частично из северных районов Канады. Анализ этих данных позволил получить не только качественную, но и количественную оценку температуры поверхности воды или температуры воздуха во время этого похолодания.

Анализ кислородно-изотопных данных по керну GISP2 (Гренландия) позволил выявить сложную временную структуру этого события. Наиболее холодная фаза отмечалась в середине этого интервала, тогда как в начале и в конце эпизода климата был более мягким. По изотопным данным керна GISP2 два относительно теплых эпизода датируются временем около 8220 и около 8160 кал ВР. Продолжительность всего холодного события составляет около $160,5 \pm 5,5$ лет, самой его холодной части – 69 ± 2 года. Во время наиболее холодной фазы температура воздуха в районе Гренландии понижалась на $3 \pm 1,1^\circ\text{C}$ всего за 20 лет (Kobashi et al., 2007; Thomas et al., 2007).

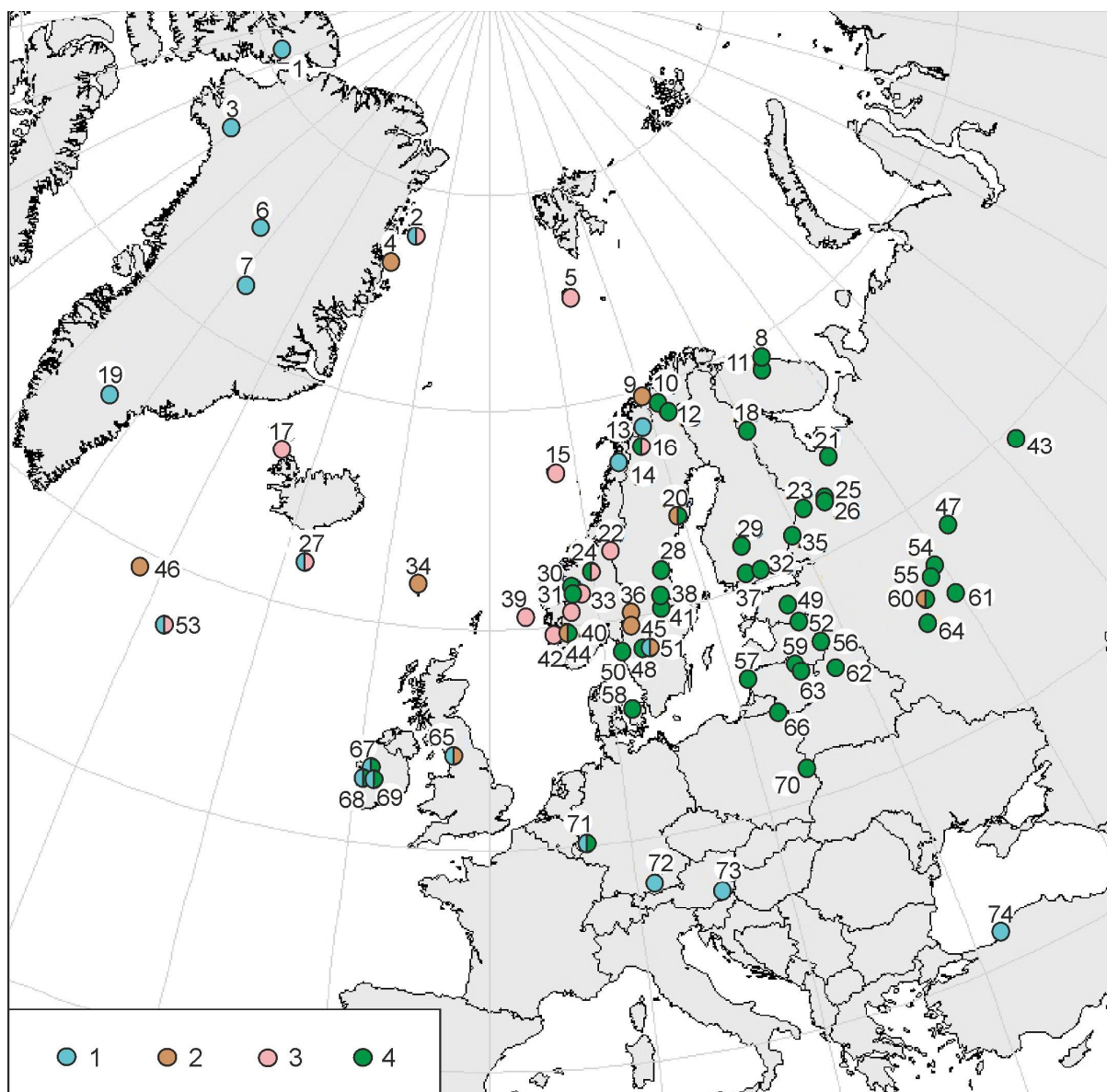


Рис. 1. Ключевые разрезы, где похолодание около 8200 лет назад реконструировано по различным косвенным данным: 1 – изотопным; 2 – седиментологическим; 3 – палеофаунистическим; 4 – палинологическим.

Анализ спорово-пыльцевых спектров из озерных отложений Северной Европы (Швеция, Финляндия, Дания, Германия, северо-запад и север России) и глубоководных кернов из Северной Атлантики показал, что средние годовые температуры воздуха во время максимальной стадии похолодания снижались на 1-2°C, а в некоторых районах – более чем на 2.5-3°C. Наиболее значительное понижение летних температур воздуха отмечалось в высоких широтах Северной Атлантики, в районе Британских островов, на западе Норвегии, на севере Германии и Дании. Похолодание распространялось от побережья Северной Атлантики вглубь европейского континента и наиболее отчетливо проявилось на территории Швеции, Финляндии, Прибалтийских государств и частично на северо-западе и западе Российской Федерации. В центральных регионах европейской России и севернее 70° с. ш. похолодание было выражено слабо или не проявилось совсем. В годовом ходе наибольшее снижение температур воздуха отмечалось в зимнее время. Величина снижения температуры уменьшается по мере продвижения на восток, вглубь материка, и на северо-западе России отмечаются только следы небольшого понижения температуры, в основном по данным спорово-пыльцевого анализа.

Таким образом, можно заключить, что все три похолодания раннего голоцена были наиболее отчетливо выражены в Северной Атлантике и прилегающих к ней районах Северной Европы. Однако, несомненно, эти похолодания имели отклик и в других районах, находящихся сравнительно далеко от Северной Атлантики. Отмечено, что во время всех трех похолоданий имело место ослабление муссонной циркуляции в тропических и субтропических широтах, что приводило к значительному снижению осадков в этих районах (Fleitmann et al., 2008).

По мнению большинства исследователей похолодания раннего голоцена были обусловлены изменениями циркуляции поверхностных и глубинных вод Северной Атлантики в ответ на поступление пресной воды в океан в процессе распада и таяния континентальных ледниковых щитов. В середине 80-х годов прошлого столетия Брекер с соавторами (Broecker et al., 1985), а позднее Кларк с соавторами (Clark et al., 2001) предположили, что опреснение верхнего слоя океана не только нарушает циркуляцию в поверхностном слое, но и оказывает влияние на процесс формирования глубинных вод и тем самым влияет на интенсивность и положение самого атлантического термогалинного «конвейера».

В результате распада Лаврентийского щита в Северную Атлантику могло поступать около 2×10^{14} м³ пресной воды за периоды продолжительностью менее 100 лет, что, несомненно, должно было оказать влияние и на процесс формирования морских льдов, существенно изменяя сроки их образования в осенний период и таяния весной (Clarke et al., 2004). Более длительный период наличия морского льда, имеющего более высокое альбедо поверхности, в силу обратной связи (feedback) вызывает дополнительное похолодание, усиливая тем самым уже происходящее (Ganopolski, Rahmstorf, 2001).

Около 8.47 ± 0.3 тыс. лет назад в результате спуска гляциальных озер Агассиз и Оджибвэй в Северную Атлантику поступило около 163000 км³ пресной воды (Fleitmann et al., 2008), что явилось причиной начала похолодания в районах, непосредственно прилегающих к Северной Атлантике. Можно полагать, что опреснение верхнего слоя воды в Северной Атлантике формирует процессы, приводящие к ослаблению или даже выключению «конвейера», и наоборот, восстановление нормальной солености в верхнем слое океана приводит к возобновлению термохалинной циркуляции и включению атлантического «конвейера» (Alley, Áquistsdóttir, 2005).

Все холодные эпизоды позднеледниковья и раннего голоцена имеют близкую продолжительность – около 100-200 лет, хотя пространственная структура и амплитуда этих холодных эпизодов различаются, что, по-видимому, определялось количеством пресной воды, поступающей в океан. Активизация глобального гидрологического цикла, обусловленная увеличением осадков в высоких широтах в ответ на глобальное потепление климата, могла оказать некоторое влияние на термический режим раннего голоцена. Такие изменения в гидрологическом цикле могли вызвать определенные нарушения термохалинной циркуляции в океане, но были неспособны привести к заметным похолоданиям из-за сравнительно небольших объемов пресной воды, поступающей в океан (Clark et al., 2001; Clarke et al., 2004).

Анализ палинологических данных частично выполнен в рамках плана фундаментальных исследований по Проблеме П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое. История четвертичного периода»

Список литературы:

Анисимов О.А., Жирков А.Ф., Шерстюков А.Б. Современные изменения криосферы и природной среды в Арктике // Арктика. XXI век. Естественные науки. – 2015. – №2 (3). – С. 24–47.

Борзенкова И.И. История оледенения арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // Лёд и Снег. – 2016. – Том 56. – № 2. – С. 221–234.

Второй Оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – Москва, Планета, – 2014. – 58 с.

Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю., Шикломанов А.И., Голованов О.Ф. Новые данные о стоке крупнейших рек, впадающих в Северный Ледовитый океан // Полярная криосфера и воды суши. – Москва, Paulsen, – 2011. – С. 265–287.

Alley R.B., Ágústssdóttir A.M. The 8 ka event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change // *Quaternary Science Reviews*. – 2005. – Vol. 2. – P. 1123–1149.

Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L., Kisieliene D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaitė M., Subetto D. Climate change during the Holocene (Past 12,000 years) // *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. The BACC II Author Team*. – Berlin, Springer Verlag, – 2015. – P. 25–50.

Broecker W.S., Peteet D.M., Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? // *Nature*. – 1985. – Vol. 315. – P. 21–26.

Clark P.U., Marshall S.J., Clarke G.K.C., Hostetler S.W., Licciardi J.M., Teller J.T. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciations // *Science*. – 2001. – Vol. 293. – P. 283–287.

Clarke G.K.C., Leverington D.W., Teller J.T., Dyke A.S. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23. – P. 389–407.

Fleitmann D., Mudelsee M., Burns S.J., Bradley R.S., Kramers J., Matter A. Evidence for widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present // *Paleoceanography*. – 2008. – Vol. 23. – PA110.

Dixit Y., Hodell D.A., Sinha R., Petrie C.A. Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at 8.2 kyr B.P. // *Earth and Planetary Sci. Lett.* – 2014. – Vol. 39. – P. 16–23.

Ganopolski A., Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model // *Nature*. – 2001. – Vol. 409. – P. 153–158.

IPCC Summary for Policymakers / *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. T.F. Stocker et al. (Eds) // Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, – 2013. – P. 1–30.

<http://www.ncdc.noaa.gov/>, <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/news/>

Kobashi T., Severinghaus J.P., Brook E.J., Barnola J.-M., Grachev A.M. Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26. – P. 1212–1222.

Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallenga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 106. – P. 14–28.

Seppä H., Birks H.J.B., Giesecke T., Hammarlund D., Alenius T., Antonsson K., Bjune A.E., Heikkilä M., MacDonald G.M., Ojala A.E.K., Telford R.J., Veski S. Spatial structure of the 8200 cal yr BP event in northern Europe // *Climate of the Past*. – 2007. – Vol. 3. – P. 225–236.

Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T. The 8.2 ka event from Greenland ice cores // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26. – P. 70–81.

Veski S., Seppä H., Ojala A.E.K. Cold event at 8200 yr B.P. recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe // *Geology*. – 2004. – Vol. 32. – P. 681–684.

**КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ ЛИХВИНСКОГО/
ГОЛЬШТЕЙНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ: В ПОИСКАХ НАИЛУЧШЕГО
ПАЛЕОАНАЛОГА БУДУЩЕГО ПОТЕПЛЕНИЯ**

О.К. Борисова

Институт географии РАН, Москва, Россия, olgakborisova@gmail.com

**CLIMATIC RECONSTRUCTIONS FOR THE LIKHVIN/HOLSTEINIAN
INTERGLACIAL: IN SEARCH OF THE BEST PALEOANALOGUE
OF FUTURE WARMING**

O.K. Borisova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Сравнительный анализ особенностей климата теплых эпох прошлого важен для понимания закономерностей климатических колебаний в прошлом и для поиска ближайших палеоаналогов при прогнозировании изменений климата в будущем, в условиях дальнейшего развития глобального потепления. Палеоботанические данные традиционно широко используются для реконструкций климата, так как существование тесной связи между растениями (растительностью) и климатическими условиями не вызывает сомнений.

Проведенные ранее в Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН реконструкции для голоцена и для предшествующего (микулинского/земского) межледниковья (м/л) позволяют судить как о пространственных закономерностях проявления потепления в оптимальные фазы этих эпох, так и об особенностях изменений климата на их протяжении (Atlas of paleoclimates..., 1992; Величко и др., 2002; и др.). Оценки средних температур наиболее холодного и наиболее теплого месяцев года (января и июля) для последнего м/л были получены при помощи палеофлористического метода, для голоцена – при помощи информационно-статистического метода (Климаты и ландшафты..., 2010). Для определения отклонений основных климатических показателей прошлого от современных значений были использованы соответствующие карты из Физико-географического атласа мира (1964), где учтены данные по нескольким тысячам метеостанций за период с 1881 по 1959 гг. Расчеты показали, что средняя для Северного полушария среднегодовая температура воздуха в фазу климатического оптимума голоцена превышала термический уровень середины 20 века приблизительно на 0,7°C, а в оптимальную фазу последнего м/л – на 1,7°C (Климаты и ландшафты..., 2010). Современные данные свидетельствуют о том, что антропогенно обусловленное потепление в своем развитии уже достигло уровня оптимума голоцена, оптимум же микулинского/земского м/л соответствует уровню потепления, ожидаемому во второй половине-конце 21 века (Величко, Борисова, 2011).

В настоящее время ряд исследователей полагает, что наилучшим палеоаналогом для будущего потепления является более древнее, гольштейнское/лихвинское м/л. Основанием для такого предпочтения в значительной мере послужили расчеты изменений инсоляции, проведенные М.-Ф. Лутр и А. Берже (Loutre, Berger, 2003). Поскольку колебания прихода солнечной радиации к земной поверхности складываются из изменений параметров земной орбиты (эксцентриситета, наклона земной оси и прецессии), имеющих разную периодичность, межледниковые эпохи довольно значительно различаются между собой по величинам и ходу изменений инсоляции во времени, а также по длительности. На основании расчетов колебаний средней инсоляции за июнь на 65° с. ш. названные авторы пришли к выводу, что период 405-340 тыс. лет назад, который включает в себя продолжительное «супермежледниковье» морской изотопной стадии (МИС) 11, может служить лучшим аналогом для климата будущего, чем МИС 5 (точнее, подстадия 5e), так как изменения инсоляции в течение этого интервала демонстрируют значительную линейную корреляцию с ее колебаниями во второй половине голоцена (за последние 5 тыс. лет) и в будущем, приблизительно на 60 тыс. лет вперед. Тем не менее, нужно отметить, что в корреляции лихвинского/гольштейнского м/л с кислородно-изотопной шкалой и в оценках его

длительности нет полной определенности. По стратиграфической схеме, разработанной А.А. Величко с соавторами для Восточно-Европейской равнины, лихвинское м/л сопоставляется с МИС 9 (Величко и др., 2005). Возраст торфа из стратотипического разреза гольштейнского м/л Боссел в Германии, определенный Th/U методом, составляет 330-310 тыс. лет, что также соответствует МИС 9 (Kühl, Litt, 2007). На основании подсчетов годовичных слоев осадков в разрезах Мюнстер-Брелох и Хетендорф в северной Германии продолжительность гольштейнского м/л оценивается в 15-16 тыс. лет (там же), тогда как длительность осадконакопления, рассчитанная для слоистых озерных отложений в разрезе Билшаузен, составляет около 25 тыс. лет, хотя разрез не охватывает начала м/л. По палинологическим данным эти отложения относятся к гольштейнскому м/л, однако не ясно, принадлежат ли они к МИС 11 или 13 (Kühl, Gobet, 2010). Чтобы определить, в какой степени лихвинское/гольштейнское м/л может служить аналогом будущего потепления, необходимо исследовать пространственно-временные закономерности изменений климата для данной теплой эпохи.

Лихвинское/гольштейнское м/л, так же как и микулинское/эмское, характеризуется особой, только ему присущей последовательностью фаз развития растительности, которая устойчиво прослеживается на обширных территориях (Гричук, 1989; Kühl, Litt, 2007). Это обстоятельство позволяет осуществлять межрегиональные корреляции отложений этого м/л по палинологическим данным путем сопоставления последовательностей выделенных в разрезах пыльцевых зон. Для пространственных реконструкций палеотемператур лихвинского м/л на территории Восточной Европы был выбран хронологический срез, соответствующий фазе климатического оптимума – пыльцевой зоне L3 по схеме В.П. Гричука (1989). Для этого интервала характерно высокое содержание пыльцы граба и пихты и присутствие пыльцы таких мезофильных теплолюбивых древесных пород как *Fagus*, *Juglans*, *Pterocarya* и др. В.В. Писаревой (2012) был проведен анализ палеоботанических данных по 73 разрезам, расположенным на Восточно-Европейской равнине, что позволило уточнить реконструкцию растительности в оптимальную фазу лихвинского м/л, полученную ранее В.П. Гричуком (1989). По 28 из этих местонахождений, где ископаемые флоры фазы климатического оптимума выявлены наиболее полно, определены средние температуры января ($T_{\text{январь}}$) и июля ($T_{\text{июль}}$). Реконструкции выполнены при помощи климатограмм, составленных для каждого рода ископаемой дендрофлоры, по методу, описанному в статье В.П. Гричука с соавторами (1987). Пример реконструкции по флоре оптимума м/л из стратотипического разреза Лихвин приведен на рис. 1.

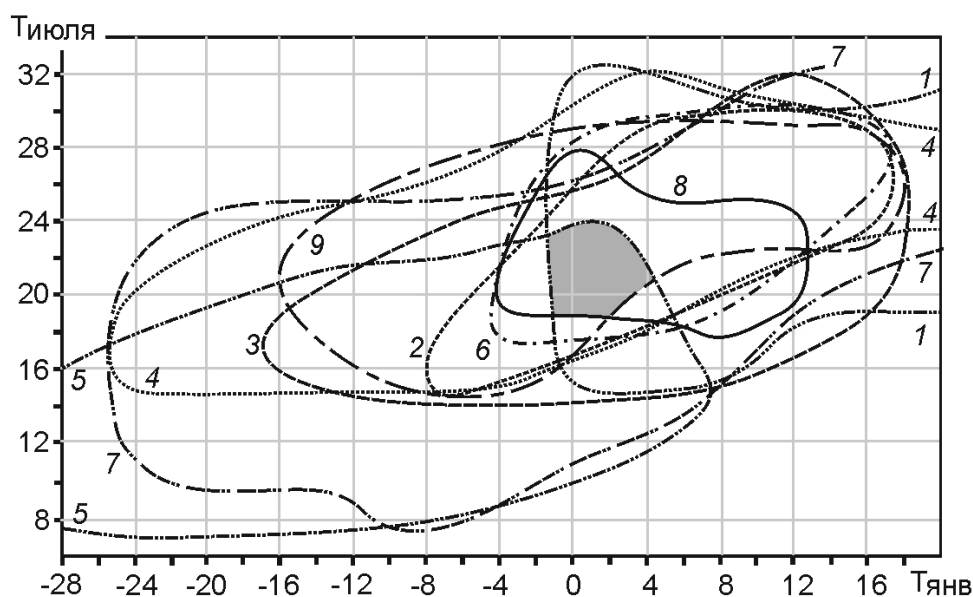


Рис. 1. Пример климатограммы, построенной по дендрофлоре оптимума лихвинского/гольштейнского м/л из разреза Лихвин: 1 – *Buxus*, 2 – *Castanea*, 3 – *Ilex*, 4 – *Juglans*, 5 – *Picea*, 6 – *Pterocarya*, 7 – *Taxus*, 8 – *Vitis*, 9 – *Zelkova*.

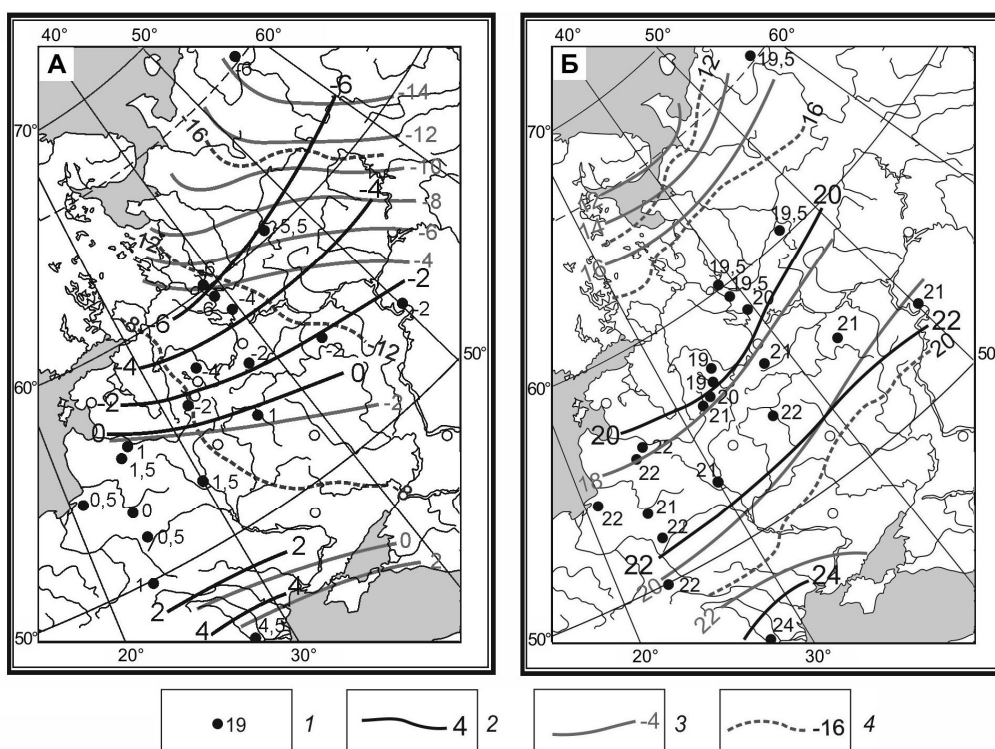


Рис. 2. Средние температуры января (А) и июля (Б) в оптимум лихвинского межледниковья (в реконструкциях принимали участие Э.М. Зеликсон и В.В. Писарева). Условные обозначения: 1 – реконструкции температур по конкретным ископаемым флорам; 2-4 – изотермы: 2 – лихвинского м/л, 3 – микулинского м/л, 4 – современные (по ФГАМ, 1964).

Реконструкции показали, что $T_{\text{январь}}$ в климатический оптимум лихвинского межледниковья составляла от 4°C в северном Причерноморье до -6°C на 60° с. ш. в бассейне р. Печоры (рис. 2А). Нулевая январская изотерма проходила приблизительно по 55° с. ш. Отклонения $T_{\text{январь}}$ от современных значений составляли от $+8^{\circ}\text{C}$ на юге Русской равнины до $+10\div 12^{\circ}\text{C}$ в ее северо-восточной части. Установлено, что зимние температуры в оптимум лихвинского м/л значительно превышали не только современные показатели, но и реконструированные по аналогичной методике температуры оптимальной фазы микулинского м/л, когда нулевая январская изотерма проходила вблизи северного побережья Черного моря, то есть почти на 10° южнее, чем в оптимум лихвинского м/л (см. рис. 2А). При этом на большей части Восточно-Европейской равнины январские изотермы в оптимум микулинского м/л, как и в настоящее время, проходили в целом с северо-запада на юго-восток, в то время как в оптимум лихвинского м/л они имели субширотное направление.

$T_{\text{июль}}$ в оптимум лихвинского м/л составляла около $19\text{--}20^{\circ}\text{C}$ на севере Восточно-Европейской равнины, достигала 22°C вблизи 53° с. ш. и 24°C – в западном Причерноморье (рис. 2Б). Летние температуры не столь значительно отличались от современных, как зимние, и превышали их приблизительно на 2°C на юге равнины и на $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$ – на севере. Таким образом, меридиональный градиент $T_{\text{июль}}$ был значительно меньше современного (около 4°C в оптимум лихвинского м/л при 10°C в современных условиях для того же интервала широт). Июльские изотермы в лихвинское м/л, как и в настоящее время, и в оптимум микулинского м/л, проходили субширотно, однако в пространственном распределении летних температур этих трех теплых эпох есть и существенные различия. Если в оптимальную фазу микулинского м/л $T_{\text{июль}}$ на большей части равнины были близки к современным, превышали современный уровень на $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке и были немного ниже современных в Западном Причерноморье, то в оптимум лихвинского м/л $T_{\text{июль}}$ всюду превосходили современные. Положительные отклонения $T_{\text{июль}}$ составляли около 2°C в южной и средней части равнины и достигали $6\text{--}8^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке (см. рис. 2Б).

Сравнение изменений климата, происходивших на протяжении лихвинского/гольштейнского, микулинского/эемского м/л и голоцена, также позволяет выявить как общие черты, так и различия этих теплых эпох. Так, Н. Кюль и Т. Литт (Kühl, Litt, 2007) реконструировали изменения $T_{\text{январь}}$ и $T_{\text{июль}}$ на протяжении гольштейнского м/л по двум подробно палинологически изученным местонахождениям на территории Германии. В первом из них (разрез Греберн-Шмерц) м/л отражено полностью; во втором местонахождении один разрез (Гетендорф) охватывает начало и оптимальную фазу м/л, а другой (Мюнстер-Брелох) – его вторую половину и финал. Для реконструкций был использован метод, близкий к методу климатограмм, при построении которых учитываются только наиболее вероятные сочетания зимних и летних температур, существующие в пределах современного ареала каждого вида растений (Kühl et al., 2002). При этом наименее вероятные сочетания отбрасываются на основании исследования функции плотности вероятности. Продолжительность фаз м/л была определена на основании подсчетов годовичных слоев в отложениях и путем экстраполяции оценок скорости седиментации на те части разрезов, где годовичная слоистость не выражена.

Аналогичные реконструкции были проведены по двум разрезам отложений эемского м/л, расположенным в том же районе (Kühl, Litt, 2007). Сравнение показало, что оба м/л начинались с быстрого потепления и заканчивались отчетливо выраженным похолоданием. Повышение температуры в начале обоих м/л и снижение в конце имели сходную магнитуду и занимали относительно короткое время (несколько сотен лет). $T_{\text{январь}}$ и $T_{\text{июль}}$ на протяжении обоих м/л отличались от современных температур на первые градусы. В течение обоих теплых эпох типично межледниковые условия существовали непрерывно, однако на протяжении гольштейнского м/л температуры колебались несколько больше, чем на протяжении эемского м/л. Во время наиболее глубокого кратковременного похолодания внутри гольштейнского м/л снижение $T_{\text{январь}}$ составило около 5°C ; $T_{\text{июль}}$ при этом не испытывала заметных изменений. Общий ход температур в течение двух м/л был различным. Термический оптимум гольштейнского м/л, когда $T_{\text{январь}}$ и $T_{\text{июль}}$ достигали 2°C и 20°C , соответственно, приходился на его позднюю часть, тогда как в эемское м/л наиболее высокие температуры реконструированы для его более ранней части. При этом $T_{\text{январь}}$ изменялась сильнее, чем $T_{\text{июль}}$, и на протяжении второй половины межледниковья постепенно понижалась на 3°C по сравнению с фазой оптимума. Снижение $T_{\text{январь}}$ на рубеже гольштейнского м/л и последующей ледниковой эпохи (заале) составило $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$, снижение $T_{\text{июль}}$ – около 3°C , что близко к величине похолодания, реконструированной для перехода от заключительной фазы эемского м/л к вислинской ледниковой эпохе.

Реконструкции изменений основных климатических показателей, происходивших на протяжении эемского/микулинского м/л (Velichko et al., 1991) и в течение голоцена (Marcott et al., 2013; Борисова, 2014; и др.), демонстрируют большое сходство этих теплых эпох. Их оптимальные фазы были отмечены повышением как зимних, так и летних температур, причем для максимума $T_{\text{январь}}$ характерно запаздывание относительно максимума $T_{\text{июль}}$, что, вероятно, объясняется тепловой инерцией океана. Одновременно с повышением зимних температур в позднюю часть оптимума обоих м/л возрастало количество атмосферных осадков, что подтверждает такое объяснение. Отклонения $T_{\text{январь}}$ в оптимальные фазы этих двух м/л от современного уровня почти повсеместно превосходили отклонения $T_{\text{июль}}$. Внутри эемского/микулинского м/л и голоцена отчетливо выделяются три главных этапа: фаза быстрого потепления; фаза климатического оптимума, когда на фоне наибольшего потепления происходило постепенное снижение континентальности климата, и длительный этап похолодания, осложненного климатическими осцилляциями второго порядка.

Проведенные исследования позволяют заключить, что по продолжительности господства типично межледниковых климатических условий, по ходу изменения температур на протяжении м/л, по темпам и амплитудам этих изменений и по характеру географической дифференциации температур в фазу климатического оптимума микулинское/эемское м/л было подобно современному м/л (голоцену) и отличалось от него только количественно. Для

лихвинского/гольштейнского м/л выявлен ряд важных отличий от голоцена и от микулинского/земского м/л. Быстрое потепление в начале этой теплой эпохи сменилось длительным этапом относительно стабильного теплого климата с тенденцией к повышению температуры в его конце, за которым последовало резкое похолодание. На этом основании можно сделать вывод о предпочтительном использовании микулинского (земского) м/л в качестве палеоаналога при разработке сценариев состояния климата и экосистем во второй половине 21 века в условиях дальнейшего развития глобального потепления.

Работа выполнена по проблеме П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозой».

Список литературы:

Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Известия РАН. Серия геогр., – 2014. – № 2. – С. 5–20.

Величко А.А., Борисова О.К. Палеоаналоги глобального потепления XXI столетия // Доклады Академии наук, – 2011. – Т. 438. – № 2. – С. 258–262.

Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. Парадоксы климата последнего межледникового // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы) / Отв. ред. И.И. Спасская. – М., ИГ РАН, – 2002. – С. 207–239.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледникового Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция, – 2005. – Т. 13. – № 2. – С. 84–102.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. – М., Наука, – 1989. – 183 с.

Гричук В.П., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по палеофлористическим данным // Климаты Земли в геологическом прошлом. – М., Наука, – 1987. – С. 69–77.

Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления (ретроспективный анализ и сценарии) / Под ред. А.А. Величко. – М., ГЕОС, – 2010. – 220 с.

Писарева В.В. Реконструкция палеоландшафтов лихвинского межледникового и последующего похолодания на территории Восточной Европы // Известия РАН. Серия геогр., – 2012. – № 3. – С. 54–70.

Физико-географический атлас мира. – М., Изд-во ГУГК ГГК СССР, – 1964. – 298 с.

Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene – Holocene) / Frenzel B., Pecsí M., Velichko A.A. (Eds.). – Budapest, Geographical Research Institute; Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, – 1992. – 153 p.

Kühl N., Gebhardt C., Litt T., Hense A. Probability density functions as botanical-climatological transfer functions for climate reconstruction // Quaternary Research, – 2002. – Vol. 58. – P. 381–392.

Kühl N., Gobet E. Climatic evolution during the Middle Pleistocene warm period of Bilshausen, Germany, compared to the Holocene // Quaternary Science Reviews, – 2010. – Vol. 29. – P. 3736–3749.

Kühl N., Litt T. Quantitative time series reconstructions of Holsteinian and Eemian temperatures using botanical data // The Climate of Past Interglacials / F. Sirocko, M. Claussen, M.F. Sanchez Goñi, T. Litt (Eds.). Amsterdam, Elsevier, – 2007. – P. 239–254.

Loutre M.-F., Berger A.L. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial // Global and Planetary Change, – 2003. – Vol. 36. – P. 209–217.

Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years // Science, – 2013. – Vol. 339. – P. 1198–1201.

Velichko A.A., Borisova O.K., Gurtovaya Ye.Ye., Zelikson E.M. Climatic rhythm of the Last Interglacial in Northern Eurasia // Quaternary International, – 1991. – Vol. 10–12. – P. 191–213.

ЛАНДШАФТЫ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

А.В. Бредихин¹, И.А.Каревская¹, Е.В. Лебедева²

¹Московский Государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия,
avbredikhin@yandex.ru; inessa.karevskaja@yandex.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия, Ekaterina.Lebedeva@gmail.com

LANDSCAPES OF THE WESTERN OKHOTSK REGION IN THE PLEISTOCENE

A.V. Bredikhin¹, I.A. Karevskaya¹, E.V. Lebedeva²

¹Department of Geography Moscow State University by M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Основной и неотъемлемой частью исследований истории развития рельефа являются региональные палеогеографические реконструкции. Восстановление истории развития рельефа Западного Приохотья и сопредельных регионов, проведенное на основании работ Дальневосточной партии географического факультета МГУ в 1980-90-е гг., опирается, прежде всего, на возрастное расчленение, детальную стратификацию, межрегиональные корреляции рыхлых позднелайско-плейстоценовых отложений. По результатам комплексных исследований была создана региональная рабочая стратиграфическая схема Юго-Западного Приохотья, включающая Западное Приохотье и Нижнее Приамурье (Бредихин, Воскресенский, и др., 1982; Решения..., 1987). В последующие годы накапливающийся материал подвергался дальнейшему детальному изучению и осмыслению. Фациально-генетический анализ коррелятивных отложений доказал неоднократное чередование эпох врезания и аккумуляции в речных долинах региона; в частности, было установлено, что глубина врезания в эоплейстоцене - раннем неоплейстоцене была близка современной (Лебедева Е.В., 1991; Каревская И.А. и др., 1994; Бредихин и др., 2014 и др.). Выявленные особенности плиоцен-неоплейстоценовых ландшафтов наиболее выраженных и значимых этапов рельефообразования Западного Приохотья (хребты Джугджур и Прибрежный, Лантаро-Немуйская депрессия, верховья рек бассейна Алдана) сравнивались с данными по Нижнему Приамурью (побережье Сахалинского, Рейнеке, Мухтельского заливов, восточный берег залива Николая, Чля-Орельская и Ул-Лонгарийская депрессии с их горным обрамлением) и результатами работ других исследователей в сопредельных регионах. Это позволило сделать палеогеографические построения более обоснованными. В итоге была проведена реконструкция палеофитоклиматических условий, определяющих специфику ландшафтов исследуемого региона. Относительный возраст осадков, определенный по палинологическим данным, контролировался геоморфологическим положением рыхлых толщ, а также результатами радиотермолюминесцентного анализа, проведенного О.А.Куликовым (Куликов и др., 1987; Каревская И.А. и др., 1994).

Наибольший объем репрезентативного аналитического материала по Западному Приохотью получен для конца эоплейстоцена (1млн - 700 т.л.н.), для шести неоплейстоценовых потеплений и трех последних холодных эпох, начиная с конца среднего неоплейстоцена. Менее изученными и дискуссионными остаются до настоящего времени палеогеографические условия трех наиболее древних похолоданий – двух в раннем и одного в начале среднего неоплейстоцена.

В основе изучения и типизации плейстоценовых ландшафтов лежит выявление зонального (подзонального) типа палеорастительности и палеоклимата по осреднённым ископаемым спорово-пыльцевым спектрам аллювиальных и озёрных отложений (Гричук, Каревская и др., 1973; Каревская и др., 1981; Каревская, 2008). Сравнение ископаемых палиноспектров с субфоссильными спектрами восточных регионов России позволило выявить современные районы-аналоги для восстановления фитоклиматических условий прошлого.

Современные фитоклиматические условия Западного Приохотья характеризуются выраженной дифференциацией и разнообразием - от холодных условий северо-таёжных лиственнично-сосновых лесов с подзолистыми, болотно-подзолистыми и местами мерзлотно-таёжными почвами до относительно мягкого климата средне- и южно-таёжных темнохвойных лесных формаций из ели аянской и пихты (Пармузин, 1962; Букс и др., 1977). В геоморфологическом отношении в настоящее время в регионе преобладает преимущественно низко- и среднегорный рельеф, горные хребты и массивы чередуются с внутригорными впадинами.

Самые древние палеоландшафты из изученных нами в Западном Приохотье относятся к концу эоплейстоцена (1030-980 т.л.н. \pm 200 т. л. н.). Отложения этого возраста представлены валунно-галечными, реже галечными и песчаными осадками. Они обнаружены в высотном диапазоне от 0 до 100—120 м над современным урезом рек восточного склона хребта Джугджур. При этом фрагменты днищ древних долин, как правило, располагаются здесь на высотах, близких современному урезу рек (+1- -7м). В пределах некоторых платформенных участков (бассейн р. Алдан) они вскрыты на глубинах до -16- -18 м и даже до -40 м (руч. Курун-Урях). Комплекс геоморфологических и аналитических данных, в том числе резкое огрубление состава осадков по сравнению с более древними, свидетельствует об их накоплении в обстановках преимущественно динамически активных потоков, реже в аллювиально-озерных условиях при доминировании низко-среднегорного рельефа. Неоднократное чередование эпох углубления и выполнения речных долин мощностью от 40-60 м до 100-120 м происходило на фоне дифференцированных блоковых движений и резких колебаний влажности климата (Бредихин и др., 1988; Вирина и др., 1990).

По данным спорово-пыльцевого анализа для всего региона повсеместно от Нижнего Приамурья до верхнего течения р. Мая реконструируется резкоконтинентальный климат с чертами семигумидного, что приводило к заметной ксерофитизации растительности и распространению открытых незалесенных пространств, занятых степными сообществами. В растительном покрове преобладали степные злаково-полынные фитоценозы, приуроченные к склонам южной экспозиции - так называемые «экспозиционные степи». В долинах рек и на защищённых от сильных ветров склонах росли лиственничные и берёзовые леса, реже – темнохвойные сообщества. В наиболее благоприятных местообитаниях в составе древостоя участвовали такие теплолюбивые и экзотические широколиственные породы, как бук, дуб монгольский, ильм, а также представители семейства лоховых, ореховых, волчегородниковых. Реконструируемые среднемесячные температуры: январь - -16 - -18°C; июль - +20 - +22°C; годовое количество осадков не превышало 500 мм. Ближайшие районы-аналоги - Приханкайская низменность и юго-восточное Забайкалье.

Практически полное отсутствие собственно раннеэоплейстоценовых осадков на территории Западного Приохотья свидетельствует о преобладании здесь на протяжении этой эпохи процессов углубления и расширения речных долин и размыва более древних осадочных толщ. Реконструкция палеоландшафтов начала раннего эоплейстоцена выполнена по спорово-пыльцевым спектрам из аллювия Тывлинско-Сивукского междуречья и погребённой долины р. Колчанки в Нижнем Приамурье. Эти осадки относятся к сивукским слоям региональной стратиграфической схемы Юго-Западного Приохотья, охватывающей и все Западное Приохотье вплоть до Лантаро-Немуйской депрессии (Решения..., 1987). Ландшафты, сходные с раннеэоплейстоценовыми, реконструированы и для тёплой эпохи начала среднего эоплейстоцена – по палиноспектрам из аллювия погребённой долины р. Уклеит (355 \pm 88 т.л.н.).

В начале раннего и среднего эоплейстоцена в Западном и Юго-Западном Приохотье преобладали южно-таёжные елово-пихтовые и смешанные елово-лиственнично-берёзовые леса. В древостое принимали участие *Tsuga*, *Abies*, *Picea* sect. *Omoricae*, *P.* sect. *Eupiceae*, различные виды *Pinus* s.g. *Diploxylon* et *Haploxylon*, *Larix sibirica* et *L. dhaurica*, *Betula* sect. *Albae* et sect. *Costatae*, а также широколиственные породы: *Juglans*, *Carpinus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Lonicera*, *Elaeagnus*, *Diervilla*, *Myrica*, *Pinus koraiensis*, *Acer*. Климат

был муссонный умеренного пояса. Средние температуры января - $-24 - -26^{\circ}\text{C}$, июля - $+20 - +22^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков составляло 600-800 мм. Палеопалинофлора – южно-охотская и маньчжурская, районы-аналоги – предгорья Малого Хингана.

Палеоландшафты двух теплых эпох во второй половине раннего и среднего неоплейстоцена также можно объединить по сходству зонального типа растительности и климата. Обе эти эпохи отличаются от предыдущих резко выраженной континентализацией климата на фоне общего потепления. Повсеместно господствовали берёзовые и лиственничные леса сложного состава в отличие от темнохвойных формаций в начале раннего и среднего неоплейстоцена. Помимо берёзы плосколистной, Эрмана, маньчжурской, даурской, овальнолистной, Гмелина и других, в лесах принимали участие широколиственные породы – *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Lonicera* и др. Еловые леса с участием пихты играли подчинённую роль в ландшафтах. Склоны южной экспозиции активно заселяли растения сухих экотопов – полыни, маревые, обнаружены микрофоссилии эфедры. Ближайшими современными районами-аналогами являются западная часть Уссурийского региона и юго-восточное Забайкалье, где в условиях резкоконтинентального климата растут мелколиственные леса сложного состава – «холодные березняки». Средние температуры: январь - $-26 - -30^{\circ}\text{C}$ (-32°C), июль - $+20 - +24^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков - менее 400 мм.

С обеими теплыми эпохами связано начало накопления констративного аллювия мощных (до 20 м) аккумулятивных толщ - тывлинский и немуйский слои по (Решения..., 1987.).

В Западном Приохотье первый средненеоплейстоценовый (Q_2^{1-2}) этап потепления и континентализации климата отличался накоплением плохосортированных толщ аллювиально-пролювиального генезиса в средних и нижних звеньях долинной сети при продолжающемся размыве на обширных площадях в верхних ее звеньях. В низовьях рек шла быстрая разгрузка и аккумуляция перемещенного разнородного материала, которая распространялась вверх по долинам; гидродинамический режим был бурным, но нестабильным. Мощность толщ выполнения достигала 30-70 м, а в Удской депрессии - и более. Для них О.А.Куликовым получены 4 абсолютные датировки в диапазоне от 240 ± 60 до 340 ± 80 т.л. (Лебедева и др., 1990; Лебедева, 1991). Впоследствии эти аккумулятивные толщи на большей части территории были уничтожены и сохранились лишь на участках планового несовпадения разновозрастных врезов и в погребенных долинах (рр. Немуй, Курун-Урях).

Ландшафты Западного Приохотья конца среднего неоплейстоцена (Q_2^4) обусловлены первым относительно глубоким похолоданием климата, с которым связана максимальная для среднегорных районов экспансия ледников. В результате похолодания, а главное - мощного полупокровного оледенения, в конце среднего неоплейстоцена произошло окончательное отчленение современной провинции редкостойных лиственничных лесов и редколесий субарктики от более южных районов Западного Приохотья, которые остались в умеренном климатическом поясе. Верхние части междуречий были покрыты зарослями ольховника и кедрового стланика, а ниже по склонам и в речных долинах росли северо-таёжные смешанные елово-лиственнично-берёзовые леса с редким участием наиболее холодостойких широколиственных таксонов (*Corylus*, *Ulmus*), мари, ерники, существовала многолетняя мерзлота. Среднемесячные температуры: январь - $-20 - -24^{\circ}\text{C}$; июль - $+10 - +12^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков - более 600 мм. Современный район-аналог - Охото-Кухтуйская депрессия. Для этого времени характерно формирование 25-40-метровых аккумулятивных террас, сложенных грубым галечно-валунным ледниковым и водно-ледниковым материалом. Возраст осадков по термолюминесцентным датировкам составил $120 - 140 \pm 45$ т.л. В приустьевых частях рек аккумуляция продолжалась и в первое позднеоплейстоценовое потепление (Q_3^1), что было связано с их подпруживанием в результате трансгрессии моря; величина аккумуляции составила 12-15 м (Лебедев и др., 1988).

На протяжении позднего неоплейстоцена на фоне экспансии и деградации ледников происходила неоднократная смена процессов врезания водотоков и выполнения речных

долин территории флювиальными и ледниковыми отложениями. Достоверно установлено существование двух этапов горно-долинного оледенения территории. Верхние уровни выполнения долин были весьма не выдержаны по площади и во многом связаны с конкретными геоморфологическими условиями и близостью к центрам оледенения.

Ландшафты обеих тёплых эпох позднего неоплейстоцена незначительно отличались от современных условий Западного Приохотья. В Лантаро-Немуйской депрессии и на хр. Джугджур преобладали среднетаёжные и южно-таёжные формации. Они были представлены еловыми, лиственничными, лиственнично-берёзовыми лесами с богатым древостоем, в котором принимали участие ели, кедры, пихта, лиственница даурская и представители бореальной широколиственной флоры: *Corylus*, *Acer*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Myrica*, *Lonicera*. Заметную роль среди фитоценозов играли ольшаники, приуроченные к речным долинам и к увлажнённым экотопам; на склонах был развит пояс зарослей ольховника и кедрового стланика, а на участках с островной вечной мерзлотой - ерники и мари. Климат муссонный умеренного пояса. Среднемесячные температуры: январь - $-20 - -24^{\circ}\text{C}$; июль - $+14 - +16^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков - 600 - 700 мм. Ближайшими районами-аналогами являются бассейн реки Уды, материковое побережье Сахалинского залива.

Два климатических ритма позднего неоплейстоцена отличаются от ранне- и среднечелюстоценовых ритмов значительно большими амплитудами изменений климата между оптимумом и пессимумом за счёт очень глубоких похолоданий, которые сопровождались ещё и резкой континентализацией. Это проявлялось, главным образом, в снижении зимних температур и уменьшении снежного покрова. Ландшафты Западного Приохотья на протяжении криогигротических фаз двух последних похолоданий представляли собой сочетание группировок типичных и горных тундр с ерниковыми и крупнокустарниковыми (ольховниковыми и кедрово-стланиковыми) тундрами. Лишь в речных долинах местами сохранялись северные берёзово-лиственничные леса и редколесья. Криоксеротические фазы позднечелюстоценовых похолоданий в Западном Приохотье отличались от более северных регионов, где доминировали тундростепи - криоксерофитные группировки из плаунка сибирского и полей, приуроченные к широко распространённым тогда щебнистым склонам и осыпям – продуктам мощного физического выветривания в условиях резко континентального малоснежья и суровости зим. На хребтах Джугджур и Прибрежном в более мягких климатических условиях тундростепи играли подчинённую роль в ландшафтах и сочетались с ерниковыми и осоково-зеленомошными тундровыми ценозами.

Вся исследуемая территория в эпохи обоих позднечелюстоценовых похолоданий лежала за пределами умеренного климатического пояса. Южная граница Арктики достигала широты $58^{\circ} - 59^{\circ}$ с.ш. Южнее - в Западном Приохотье - господствовали суровые условия субарктики с развитием многолетней мерзлоты. Реконструируемые среднемесячные температуры: январь - $-24 - -28^{\circ}\text{C}$ (-32°C); июль - $+10 - +12^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков составляло около 500-600 мм. Ближайшими современными районами-аналогами являются побережье Пенжинской губы и Верхнеколымское нагорье.

В долинах Западного Приохотья по разрезам первых надпойменных террас с относительной высотой 4-7 м фиксируется позднечелюстоценовый - голоценовый этап аккумуляции. Мощность аллювия составляет 9-15 м, а его накопление, так же как и в конце среднего плейстоцена, происходило с конца последней позднечелюстоценовой эпохи потепления и на протяжении всего последующего этапа похолодания вплоть до начала голоцена. Горно-долинные оледенения позднего неоплейстоцена оказали весьма существенное влияние на состав и характер позднечелюстоценового аллювия: 10-12 и 3-6-метровые надпойменные террасы (сформированные соответственно в Q_3^{2-3} и $Q_3^{3-4} - Q_4$) сложены в различной степени перебитым ледниковым материалом.

Таким образом, в конце эоплейстоцена и на протяжении большей части неоплейстоцена территория исследования относилась к умеренному климатическому поясу со слабой

дифференциацией растительного покрова. Лишь в холодные эпохи позднего неоплейстоцена на всей территории Западного Приохотья господствовали резко континентальные условия субарктики. Колебания климата на протяжении плейстоцена наряду с активизацией тектонических движений, развитием оледенения обусловили сложную историю формирования рельефа с неоднократным чередованием этапов углубления и выполнения речных долин, с накоплением толщ флювиальных и ледниковых отложений. Для неоплейстоцена отчетливо прослеживается связь этапов аккумуляции, достигающих мощности 100-120 м, с волнами континентализации климата.

Список литературы:

- Бредихин А.В., Воскресенский С.С., Каревская И.А., Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Шубин Г.А. Последовательность накопления рыхлых плейстоценовых отложений Юго-Западного Приохотья // Вест. МГУ. Сер. 5. География, - 1982, - № 6. С. 71—79.
- Бредихин А. В., Каревская И. А., Лебедева Е. В. Плиоценовые отложения в горах Западного Приохотья. - Деп. в ВИНТИ 07.07.88, № 5458.
- Бредихин А.В., Воскресенский И.С., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Шубин Г.А.. Палеогеоморфологические исследования для прогноза аллювиальных россыпей золота на Дальнем Востоке России // Геоморфология, - 2013, - № 4. - С. 27-37.
- Букс И.И., Байбородин В.Н., Тимирбаева Л.С. Корреляционная эколого-фитоценотическая карта м-ба 1:750 000.- Иркутск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, - 1977.
- Вирина Е.И., Каревская И.А., Лебедева Е.В., Свиточ А.А. Неогеновые отложения восточного склона хребта Джугджур (Западное Приохотье). – М., ВИНТИ, - 1990. - 13 с. - Деп. № 5966.
- Гричук М.П., Каревская И.А., Карташова Г.Г., Малаева Е.М., Махова Ю.В. Состав пыльцы и спор в различных современных осадках Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР // Методические вопросы палинологии. Мат-лы III Междунар. палинологической конф. – М., Изд-во «Наука», - 1973. С. 77-82.
- Каревская И.А. Зональная типизация субфоссильных спорово-пыльцевых спектров как основа для реконструкции палеоландшафтов неоплейстоцена на Дальнем Востоке России // Мат-лы XII междунар. палинологической конф. «Палинология: стратиграфия и геоэкология». - Санкт-Петербург, Изд-во ВНИГРИ, - 2008. - С. 83-85.
- Каревская И.А., Давидович Т.Д., Гвоздева И.Г. Сравнительный анализ субфоссильных спорово-пыльцевых спектров из морских и аллювиальных отложений Дальнего Востока // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. - М., Изд-во МГУ, - 1981. - С. 17-24.
- Каревская И.А., Лебедева Е.В., Куликов О.А. Тенденции кайнозойского морфолитогенеза в Западном Приохотье // Геоморфология, - 1994, - № 2. - С.115-124.
- Куликов О. А., Лебедев С. А., Лебедева Е. В. Опыт применения радиотермолюминесцентного метода при реконструкции истории развития рельефа Д. Востока // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. – Владивосток, ДВО АН СССР, - 1987. - С. 37—49.
- Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Лебедева Е.В., Косолапова М.В. Следы морских ингрессий в пределах депрессионных морфоструктур Юго-Западного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. - Владивосток, ДВО АН, - 1988. – С. 36-52.
- Лебедева Е.В. История развития рельефа и неоген-четвертичные отложения Западного Приохотья // Автореф. дисс.... канд. геогр. наук. - М.: МГУ, - 1991. 28 с.
- Лебедева Е.В., Каревская И.А., Куликов О.А., Полякова Е.И. Киранская толща среднего плейстоцена Западного Приохотья // Известия АН СССР, сер.геология, - 1990, - № 7.- С.150-152.
- Пармузин Ю.П. Природные границы советского Дальнего Востока // Вопросы природного районирования советского Дальнего Востока в связи с районной планировкой. - М., Изд-во МГУ, - 1962. - С. 12-19.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР // Тр. Межвед. стратигр. комитета СССР. – Магадан, Наука, - 1987. - С. 150-184.
-

ИСТОРИЯ СКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА И ОКРУЖАЮЩИХ ЛАНДШАФТОВ В ВАЛДАЙСКУЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ И В НАЧАЛЕ ГОЛОЦЕНА

А.А. Величко, М.А. Фаустова, В.В. Писарева, Н.В. Карпукхина

Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

THE HISTORY OF THE SCANDINAVIAN ICE SHEET AND SURROUNDING REGIONS DURING THE VALDAI EPOCH AND THE EARLY HOLOCENE

A.A. Velichko, M.A. Faustova, V.V. Pisareva, N.V. Karpukhina

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Авторами восстанавливаются компоненты палеоландшафта (ледниковый покров, приледниковые бассейны и растительность в приледниковой зоне), связанные с развитием и деградацией Скандинавского ледникового покрова от конца микулинского межледниковья до начала голоцена. Предлагаемые построения базируются на систематизации и анализе опубликованных (преимущественно в последние 20 лет) геолого–геоморфологических, радиометрических, палеоботанических, палеофаунистических данных и палеоландшафтных построений, а также собственных материалах. Основные изменения в динамике льдов и структуре растительного покрова приледниковой зоны до последнего ледникового максимума (минимум теплообеспеченности) прослежены с запада на восток от Северо-Европейских низменностей до Восточно-Европейской равнины (рис.1). Для последнего ледникового максимума, двух позднеледниковых интервалов: аллеред (оптимум) и поздний дриас, а также для начала голоцена (пребореал) составлены палеоландшафтные карты.

В первое послемиклуинское похолодание (МИС 5d) ледниковый покров располагался практически целиком в пределах Скандинавского полуострова, занимая обширную горную область (Kleman et al., 1997; Mangerud et al., 2011 и др.). В следующее, более глубокое похолодание (МИС 5b) край льда в Атлантическом секторе находился на шельфе рядом с береговой линией. Северный склон в Баренцевоморском секторе Арктики выдвигался на шельф Норвегии. Продвижение покровных льдов на северо-восток было ограничено западными районами Кольского полуострова.

Похолодания приводили к повсеместному формированию субарктических ландшафтов. В приледниковой зоне в Атлантическом и Балтийском секторах покрова господствовали арктические степи с участками тундровой растительности и березового редколесья, восточнее наибольшее распространение получили лесотундровые ландшафты.

Во время ранневалдайских интерстадиалов – МИС 5с и МИС 5а восстанавливалась лесная растительность. Во время первого интерстадиала (бреруп в Западной Европе, верхневолжский – в Восточной) значительная территория северной Фенноскандии была занята тундрой и арктической степью, южнее которых располагалась зона редколесий, а к северу и к югу от Балтийской котловины – обширная зона хвойных лесов, близких к современным южнотаежным. Восточнее возрастала роль хвойных пород. Более позднее потепление было более прохладным. В Западной Европе существовали леса среднетаежного типа, в Восточной Европе – близкие к северотаежным. Зона перигляциальной тундры, а также зона березового редколесья значительно расширились.

В стадию МИС 4 (от 65-60 тыс. л.н.) северный и юго-западный склоны ледникового покрова оканчивались на шельфе. В северной и центральной части Западной Европы в это время исчезли древесные породы, отмечено развитие многолетнемерзлых грунтов. На северо-восточной окраине Фенноскандии, в пределах России ледниковые средневалдайские отложения выделены только на юго-западе Кольского полуострова в разрезе рудника у г. Ковдор, где они перекрыты осадками, коррелируемыми В.Я. Евзеровым (2010) с межстадиальными отложениями среднего валдая в разрезе Секли в северной Финляндии (Helmens et al., 2000). Восточнее территория полуострова в послемиклуинское время

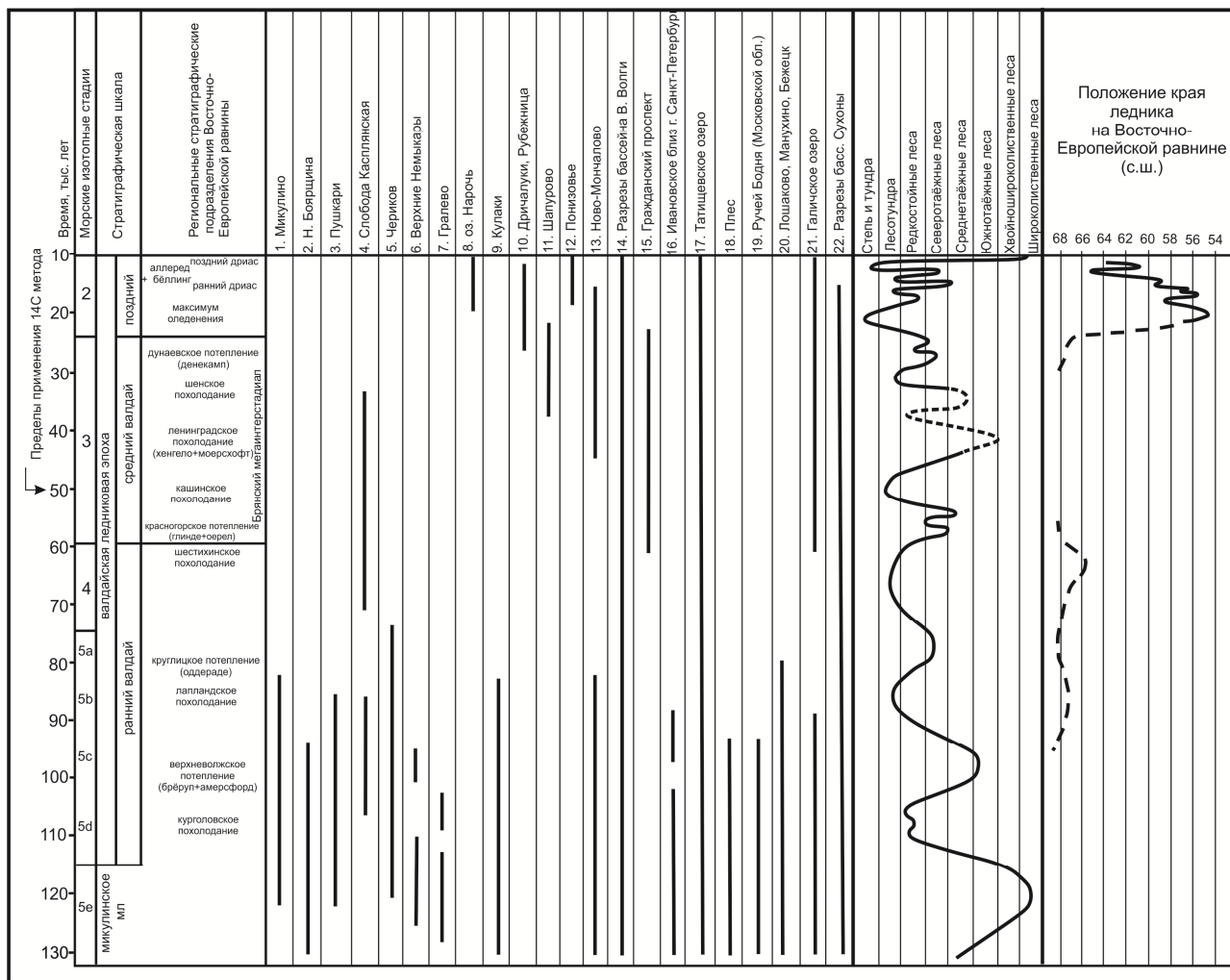


Рис. 1. Изменение растительности и распространение оледенений на Восточно-Европейской равнине за последние 130 тыс. лет

покрывалась лишь поздневалдайскими льдами согласно геотермическому изучению глубоких скважин в Ловозерском горном массиве (Глазнев и др., 2004) и исследованиям разнота валунов и их петрографического состава в северной части Кольского полуострова (Евзеров, 2010; Евзеров, Николаева, 2010), что соответствует палеогляциологической реконструкции шведских исследователей (Kleman et al., 1997).

К началу стадии МИС 3 (58 – 23 т.л.н.) значительное улучшение климата привело к сокращению площади Скандинавского ледникового покрова, постепенно отступившего в горные ледораздельные области. Во внутренних районах Фенноскандии обширные территории не покрывались льдами, а приледниковая зона, охватывающая склоны щита и прилегающие территории, оказалась занята тундрой и арктической степью (Behre, 1989; Lundqvist, 1992; Mangerud et al., 2011 и др.). На фоне тренда к потеплению происходили кратковременные выдвигания скандинавских льдов и чередование теплых и холодных фаз, охвативших практически всю стадию МИС 3, что отразилось в структуре растительного покрова. В приледниковой зоне в Западной Европе была развита преимущественно тундровая растительность, а в Восточной Европе распространялись леса от редкостойных до средне- и южнотаежных. В средней части МИС 3 существовал короткий этап – «малое» межледниковье, проявившийся (по А.А. Величко) в присутствии неморальной флоры в разрезах к югу от приледниковой зоны. Зональная лесная растительность в приледниковой зоне не успела восстановиться. В самое позднее потепление среднего валдая на севере Восточно-Европейской равнины – дунаевское (денекамн в Западной Европе), состоявшее из двух фаз, большие пространства были заняты редкостойными елово-березовыми лесами, сменяющимися к юго-западу елово-березовыми и сосновыми.

Тенденция к новому разрастанию скандинавских льдов проявилась, начиная с 30 тыс. лет назад в Атлантическом секторе, где юго-западный край покрова выдвинулся в Северное море (Houmark-Nielsen, M. 2011). Ко времени максимального похолодания (25–23 кал. т. л. н.) произошло сокращение юго-западного склона покрова, а южный и юго-восточный склоны вышли за пределы Балтийской котловины и депрессий Ладожского и Онежского озер. Северный и северо-восточный склоны были короткими и крутыми. Льды из области соседнего Баренцевоморского шельфа не проникали на сушу, поскольку оледенение здесь имело локализованный характер (локальные ледниковые покровы и полупокровы) и зоны свободные от глетчерного льда. Такое дискретное состояние ледниковой системы связано с палеоклиматической обстановкой этого времени на севере Евразии (Величко, 1987), а именно, с формированием экстраконтинентального климата, при котором рост оледенения в последний ледниковый максимум оказался подавленным.

При переходе к глобальному похолоданию получили большое развитие гиперзональные ландшафты с новыми типами растительности – перигляциально-тундровой и перигляциально-степной. В приледниковых ландшафтах Западной Европы были распространены формации типа субарктических лугов, равнинных кустарничковых тундр и березовых редколесий. В Восточной Европе господствовали тундровые и степные сообщества с галофитными травянистыми группировками и участками лиственничного и березового редколесья, в Балтийском секторе – с сосновым редколесьем. Осушенный шельф вблизи северо-восточной окраины покрова был занят арктической тундрой. Последующая дегляциация была преимущественно регрессивной с образованием последовательно расположенных маргинальных полос краевого ледникового рельефа. Асимметричная форма ледникового покрова сохранялась. С 18 кал. т. л. н. (15.5 ^{14}C тыс. л. н.) произошли изменения в гляциоструктуре покрова, сопровождавшиеся подвижками его юго-западного и южного краев (померанская, поморская краевая зона на равнинах Западной Европы, вепсовская на севере Восточно-Европейского региона).

Нарастающее потепление к началу позднеледниковья – 16.9 тыс. кал. л. н. (15 ^{14}C тыс. л. н.) привело к уменьшению мощности Скандинавского ледникового покрова, выполаживанию его профиля и сокращению площади покрова (Lundquist 2004; Lundquist, Saarnisto, 1995; Mangerud et al., 2011). Оно происходило неравномерно на разных склонах, определяясь региональными климатическими условиями, подстилающим рельефом, тектоникой и балансом изостатических и эвстатических колебаний. Восточная окраина покрова уменьшалась быстрее, юго-западная сохраняла инициальные размеры более продолжительное время.

Позднеледниковое время характеризовалось нестабильностью климатической обстановки – чередованием потеплений с похолоданиями (рис. 2), что привело к формированию на приледниковой территории своеобразной растительности, состоящей из сочетания лесных, тундровых и степных элементов, приспособленных к резко континентальным условиям. Наряду с ними существовали растения, свойственные грунтам с нарушенным и несформированным почвенным покровом. Состав флоры на протяжении позднеледниковья практически не менялся. Менялась структура растительных сообществ. В межстадиальные потепления распространялась лесная растительность, во время стадиальных похолоданий – тундровая и степная. В Западной Европе в связи с близостью к Атлантике перигляциальная растительность отличалась большей мезофильностью. В аллереде на территории Фенноскандии произошла значительная дегляциация, в результате которой юго-запад Скандинавского полуострова освободился ото льда, и образовалось Балтийское приледниковое озеро (БЛО). Уже в начале аллереда (после 13.9 кал. т. л. н. или 11.9 ^{14}C т. л. н.) на большей части территории приледниковой зоны стала восстанавливаться лесная растительность при частичном сохранении тундровых и степных группировок. Она распространилась от низменностей Северной Европы до Прибалтики. На южной окраине приледниковой зоны появились широколиственные породы.



Рис. 2. Изменения растительности в приледниковой зоне Скандинавского покрова в позднеледниковье

Глобальное похолодание в позднем дриасе (12.65 кал. т.л.н. – 11.59±100 кал. т.л.н.) прервало общий тренд дегляциации. Оно сопровождалось наступанием льдов по всей периферии покрова. Их продвижение не было синхронным: краевые морены формировались в течение всего дриаса (Andersen, 1979; Mangerud et al., 2007, 2011 и др.). Климатические условия были наиболее континентальными. С этим временем связана активизация криогенных процессов. Когда льды отступили от максимальных позиций (после 12.5 кал. т.л.н.), произошел спуск БЛО. Похолодание позднего дриаса прерывалось небольшим потеплением, обусловившим частичную деградацию льдов и миграцию пионерной флоры на освободившуюся территорию. Лучше всего оно выражено в Карелии.

Переход от позднего дриаса к раннему голоцену – пребореальному периоду характеризуется более значительным улучшением климатических условий, чем потепление аллеред. Темпы дегляциации Фенноскандии возросли, льды отступили в сторону ледоразделов, а на северо-западной окраине – вглубь суши. Преобладала ареальная дегляциация и калвинг в районах, находившихся ниже уровня моря. В приледниковой зоне Атлантического сектора подъем температуры сопровождался расселением влаголюбивых травянистых многолетников, за которыми следовали осинники, березняки и сосна. Восточнее, в Балтийском секторе покрова перигляциальные ландшафты позднего дриаса сменились бореальными лесами, хотя перигляциальная растительность не исчезла даже в оптимум пребореала. В пребореале ледниковый покров не оказывал охлаждающего влияния на окружающую территорию в связи с уменьшением его мощности и размеров, в первую очередь за счет сокращения восточного и юго-восточного флангов и освобождения ото льда Ботнического залива. На освободившихся ото льдов территориях Карелии в начале пребореала еще существовали поля мертвого льда. Только в оптимуме пребореала в южных районах Карелии развивались леса, близкие к современным северотаежным (Филимонова, 2014). Пребореальный период можно рассматривать как начальный этап становления современных природных зон. В это время получили распространение сомкнутые леса с участием широколиственных пород, однако, на некоторых участках еще сохранялись перигляциальные элементы.

Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН в рамках проекта “Роль многолетней мерзлоты и оледенения в формировании экосистем арктической зоны”.

Список литературы:

Величко А.А. Современное состояние концепции покровных оледенений Земли // Известия АН СССР Сер. Геогр., - 1987. - № 3. - С.21-34.

Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б. Ёркинен Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского п-ова// Доклады РАН, - 2004. - Т.396, - №1. - С. 102-104.

- Евзеров В.Я. Позднеплейстоценовые и голоценовые оледенения в районе Ловозерских тундр на Кольском полуострове // Известия РГО., - 2010. - Т.142., - Вып. 4- С. 65-80.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Покровные и горные оледенения позднего плейстоцена и голоцена в районе Хибинских гор // Геоморфология, - 2010. - № 1. - С. 61–73.
- Филимонова Л.В. История растительности в позднеледниковье и голоцене на территории заказника «Толвоярви» (Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН, - 2014. - №2 - Петрозавдск. С.3-13
- Andersen, B. G. The deglaciation of Norway 15,000–10,000 B.P. *Boreas*, - 1979. - №8. - pp. 79-87.
- Behre, K.-E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 1989. - №8. - pp. 25-44.
- Helmens K.F., Räsänen M.E., Jochansson P.W. et al. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // *Quaternary Science Reviews*, 2000. - № 19. - pp. 1605-1623.
- Kleman, J., Hättestrand, C., Borgström, I. & Stroeve, A. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of glaciology*, - 1997. - 43. - pp.283-299
- Lundqvist, J. & Saarnisto, M. Summary of project IGCP-253. *Quaternary International*, - 1995, - №28. - pp. 9-18.
- Lundqvist, J. Glacial stratigraphy in Sweden. Geological Survey of Finland, Special Paper, - 1992. №15. - с. 43-59.
- Lundqvist, J. Glacial history of Sweden. In Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe* - Elsevier, Amsterdam, - 2004. - pp. 401-412
- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I. & Gyllencreutz, R. 2013: Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 67, 8-16.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, I. & Svendsen, J. I. Glacial history of Norway. In Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (eds.): *Quaternary glaciations-extent and chronology. A closer look. Developments in Quaternary Science*, - Elsevier, Amsterdam. - 2011. pp. 279-298.
- Mangerud, J., Lundqvist, J., Ehlers, J. & Gibbard, P. L. Late Glacial Events in Northwest Europe. In Elias, S. A. (ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*, - Elsevier, Amsterdam, - 2007, - pp. 1116-1122.
- Mangerud, J. Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology*, vol. 1. Europe - Elsevier, Amsterdam, - 2004. - pp. 271–294.
-

ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА НА ДЛИТЕЛЬНУЮ ПЕРСПЕКТИВУ (СОТНИ И ТЫСЯЧИ ЛЕТ)

В.А. Ветров¹, О.К. Борисова²

¹Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail: vetrov.igce@mail.ru

APPROACHES TO THE EVALUATION OF THE MAIN REGIONAL CLIMATE PARAMETERS OVER THE LONG PERSPECTIVE (HUNDREDS AND THOUSANDS OF YEARS)

V.A. Vetrov¹, O.K. Borisova²

¹Institute of Global Climate and Ecology of Roskomgidromet and RAS, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Введение. В социально-экономической деятельности возникают задачи, требующие знания региональных изменений параметров климата в необычной для предыдущих поколений перспективе – на сотни, тысячи и десятки тысяч лет. Примером может служить проблема безопасности захоронения (изоляции) радиоактивных отходов (РАО), содержащих долгоживущие продукты переработки ядерного топлива с периодом полураспада в десятки тысяч лет (плутоний и др.). По международным требованиям, решение проблемы

безопасности захоронения РАО должно опираться на долгосрочный прогноз параметров природной среды в регионе расположения полигона (площадки) изоляции РАО.

В свою очередь, для такого прогноза необходимо представление о параметрах социально-экономического развития, определяющих антропогенное влияние человеческого общества на климат в течение всего периода прогноза. При этом с самого начала следует признать принципиальную невозможность построения однозначных временных траекторий изменения основных факторов антропогенного воздействия на климат (например, эмиссий климатически активных веществ, КАВ) и, как следствие, невозможность построения самого прогноза антропогенного влияния на климат в общепринятом смысле. Это обстоятельство привело к введению в научный обиход термина "перспективная оценка" или "проекция" (projection), который имеет смысл условного прогноза при определенных сценариях будущих изменений прогнозируемых факторов антропогенного влияния на климат.

В настоящем сообщении рассматриваются возможные подходы к решению задачи построения проекций основных параметров регионального климата (температуры и количества осадков) на периоды до 1 000 и до 10 000 лет на основе учета как естественных, так и антропогенных факторов, определяющих изменения глобального климата.

Опыт построения проекций регионального климата на период до 1 000 лет.

Общий подход. Подход к решению задачи вероятных сценариев изменений регионального климата был предложен нами для оценки среднегодовых значений приземной температуры и количества осадков в регионе Среднего Предуралья (бассейн р. Вятки) на период до 3000 года. Эти параметры должны были обеспечить валидацию моделей инфильтрационного питания грунтовых вод в районе шламохранилища крупного предприятия ядерного топливного цикла (Ветров и др., 2016). Изменения регионального климата в будущем оценивались на основе всестороннего учета как естественных, так и антропогенных факторов.

В современных прикладных климатологических исследованиях при оценке возможного антропогенного влияния на климат ближайших столетий обычно действует "негласное соглашение": (1) естественные изменения глобального климата на временах порядка 100 лет считаются настолько медленными по сравнению с ожидаемыми антропогенными изменениями, что ими пренебрегают; (2) естественные колебания климата на временах порядка 10 лет, в частности, индуцированные активностью земных вулканов и Солнца, считаются "статистическим шумом" и не принимаются в расчет (Семенов, 2004).

Антропогенное воздействие на климатическую систему Земли оценивается в докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата – МГЭИК (Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC) (IPCC, 2007; МГЭИК, 2014). Оно вызвано ростом эмиссии КАВ в атмосферу, изменениями типа и способов землепользования и т. п. Эта информация, являющаяся входной для климатических моделей, обладает высокой степенью неопределенности, поскольку связана с долгосрочными оценками мирового социально-экономического развития.

Алгоритм построения долгосрочных проекций климата. При перспективной оценке регионального климата в бассейне р. Вятки на период до 3000 года прогнозируемые изменения климатических параметров определялись как сумма естественных и антропогенных изменений. Последние проектировались по некоторым сценариям будущего социально-экономического развития, формирующим соответствующие траектории эмиссии КАВ. Основным проектируемым климатическим параметром являлась приповерхностная температура воздуха в бассейне р. Вятка. Ожидаемые изменения среднегодового количества осадков в районе прогнозирования оценивались на основании палеогеографических данных.

Применяемый нами алгоритм построения долгосрочных проекций параметров климата в рассматриваемом регионе включал три этапа:

1) выбор сценариев и проектирование антропогенных изменений приповерхностной температуры в средних широтах Северного полушария;

2) проектирование естественных трендов изменения приповерхностной температуры и осадков в Вятском регионе;

3) оценка общих трендов температуры и осадков в Вятском регионе как суммы естественного тренда и антропогенных изменений.

Выбор сценариев и проектирование антропогенных изменений приповерхностной температуры в средних широтах Северного полушария. Если допустить, что динамика выбросов КАВ в будущем будет приблизительно соответствовать динамике показателя «загрязнение» на диаграммах «состояния мира» (Медоуз и др., 2007), то можно сделать вывод, что траектории эмиссий для всего диапазона репрезентативных траекторий концентраций КАВ (по IPCC Climate Change, 2007; МГЭИК, 2014) в достаточной степени соответствуют практически всем сценариям «состояния мира» к концу XXI века. Другими словами, после 2100 года по всем КАВ мы будем иметь устойчивый тренд снижения эмиссий ниже уровня 2000 года.

В итоге, проекции антропогенного изменения температуры на 100-200 лет после 2100 года были сделаны на базе достаточно обоснованных допущений относительно уровня загрязнения окружающей среды (при любых сценариях глобального социально-экономического развития) с учетом видимой корреляции глобальной температуры с концентраций CO₂ в атмосфере и стабилизации антропогенного изменения температуры («аномалии» относительно естественного тренда) к концу 2200 года на уровне не выше +2°C.

Реконструкция температур и осадков в средних широтах Северного полушария. Современный уровень развития палеогеографии позволяет реконструировать пространственные поля основных показателей климата, в том числе температур и атмосферных осадков, как в региональном, так и в глобальном масштабе. Реконструкции такого рода для Северного полушария и отдельных его регионов были получены для эпох потепления, соответствующих по положительным отклонениям от современной средней глобальной температуры тем климатам, которые ожидаются в предстоящие десятилетия XXI века (Климаты и ландшафты..., 2010; Величко, Борисова, 2011). Были построены карты основных климатических показателей для термических оптимумов последнего межледникового (~125 тыс. лет назад) и голоцена (5,5-6 тыс. лет назад) на территории Северного полушария (Atlas of paleoclimates..., 1992; Палеоклиматы..., 2009). Важную роль в изучении палеоклиматов голоцена играют также археологические и, на поздних этапах, исторические данные (Методы реконструкции..., 1985).

Современная ситуация отвечает межледниковой эпохе – голоцену. Переход от ледниковой части предшествующего макроцикла (продолжительностью около 100 тыс. лет) к голоцену сопровождался колебаниями климата второго порядка – чередованием теплых интерстадиалов и холодных стадий, наиболее значительной из которых была стадия позднего дриаса длительностью около 1000 лет. Современные ландшафтно-климатические условия соответствуют заключительной части голоцена. Тренд естественных климатических изменений на современном этапе направлен в сторону похолодания, т. е. имеет противоположный знак по отношению к антропогенным изменениям.

Проекция трендов температуры и осадков. Оценка изменений основных климатических показателей (рис. 1, 2) проводилась для двух возможных сценариев социально-экономического развития:

I – стабилизация и плавное снижение температуры в случае, если возобладает естественная направленность климатических изменений;

II – переход к быстрому похолоданию, аналогичному позднему дриасу, в случае дальнейшего повышения температуры под воздействием парникового эффекта в XXII веке.

Согласно умеренному сценарию I, рост средней глобальной температуры воздуха в XXII веке значительно замедлится (см. рис. 1). В дальнейшем вероятно восстановление естественного тренда изменений среднегодовой температуры воздуха (слабое похолодание). Во второй половине третьего тысячелетия возможно усиление общей тенденции к похолоданию до величины, свойственной поздней части предшествующего межледникового.

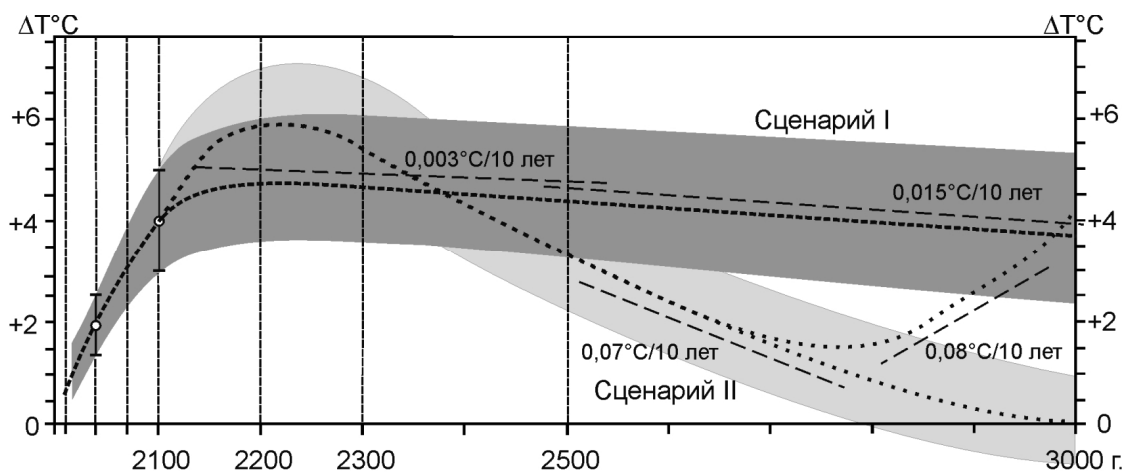


Рис. 1. Вероятные изменения среднегодовой температуры воздуха в бассейне р. Вятки (в отклонениях от современной).

На фоне долговременных трендов будут развиваться короткопериодные колебания температуры разных порядков с амплитудой в районе исследований до $\pm 1^\circ\text{C}$, причем время наступления и завершения конкретных фаз потепления/похолодания разных порядков на фоне общего тренда изменений температуры в третьем тысячелетии невозможно предсказать даже приблизительно.

Глобальные изменения температуры в третьем тысячелетии могут развиваться по сценарию II в случае если сокращение антропогенных выбросов парниковых газов будет недостаточным для существенного замедления и, в конечном итоге, прекращения процесса потепления в XXII веке. Дальнейшее потепление может привести к подавлению термогалинной циркуляции вод Мирового океана, что приведет к смене потепления резким и глубоким похолоданием (см. рис. 1).

Реконструкции годовой суммы осадков для климатического оптимума последнего межледникового показали, что потеплению в Вятском регионе соответствовала годовая сумма осадков на 50 мм больше современной. В случае восстановления естественного тренда климатических изменений (сценарий I), в данном регионе будет прослеживаться общая слабая тенденция к увеличению осадков. В случае если глобальные изменения температуры в третьем тысячелетии будут развиваться по сценарию II, в средней полосе Восточно-Европейской равнины произойдет общее сокращение осадков на 100-120 мм (см. рис. 2).

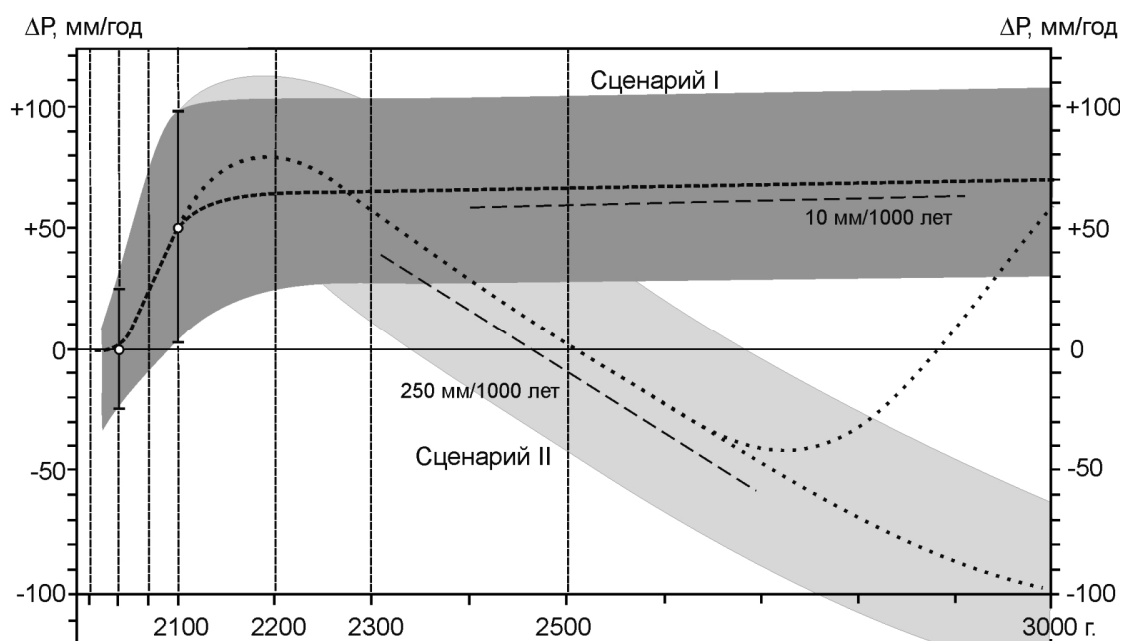


Рис. 2. Проекция изменения годовой суммы осадков в бассейне р. Вятки (в отклонениях от современной).

Подход к построению проекций регионального климата до 10000 лет.

Задача перспективной оценки регионального климата на период до 10000 лет может решаться в те же три этапа, что и предыдущая задача: выбор сценариев и проектирование антропогенных изменений приповерхностной температуры, оценка естественных трендов изменения приповерхностной температуры и осадков, проектирование суммы естественного тренда и антропогенных изменений.

Выбор сценариев и построение проекции антропогенных изменений приповерхностной температуры в средних широтах Северного полушария. При полном отсутствии каких-либо научных сценариев социально-экономического развития человечества на 10000 лет, можно допустить два крайних варианта развития: 1) человеческое общество полностью обретет контроль над техногенным влиянием на климат либо 2) загрязнение окружающей среды, включая неконтролируемый рост концентраций КАВ в атмосфере, достаточно быстро (уже в XXII веке, согласно прогнозам по мировым моделям, – Медоуз и др., 2007) приведет к коллапсу глобальной экономики и социально-экономической системы. В обоих случаях антропогенное влияние на климат сведется к нулю, хотя во втором случае задача проектирования его параметров явно теряет смысл. Таким образом, по здравому рассуждению, наша задача упрощается до проектирования естественных изменений климата на период до 10000 лет.

Разработка сценария изменений климата на срок до 10000 лет по палеогеографическим данным. Для разработки долгосрочного сценария с учетом как естественных, так и антропогенных воздействий необходимо оценить современное состояние климата региона и установить положение «текущего момента» по отношению к основному (межледниково-ледниковому) макроциклу с наложенными на него вторичными климатическими осцилляциями. Установлено, что современный этап принадлежит к постоптимальной части межледниковой эпохи (голоцена), термический максимум (оптимум) которой был пройден 5-6 тыс. лет назад. На фоне общего тренда к похолоданию в постоптимальный период развивались короткопериодные климатические осцилляции второго и более высоких порядков, например, таких как Средневековый климатический оптимум и Малый ледниковый век.

На основе палеогеографических данных необходимо, с одной стороны, реконструировать амплитуды и скорости климатических изменений, которые были характерны для изменений климата в районе исследований во второй половине голоцена, и с другой стороны – оценить вероятную продолжительность текущего межледникового и возможность ускорения похолодания при переходе к новой ледниковой эпохе. Анализ таких данных позволит осуществить обоснованный выбор палеоаналогов среди предшествующих межледниковых эпох и их заключительных переходных этапов для построения проекций ожидаемых изменений климата на срок до 10000 лет.

При выборе палеоаналогов необходимо учитывать основные естественные причины климатических изменений: циклические изменения орбитальных параметров Земли и, как следствие, колебания прихода солнечной радиации к земной поверхности; колебания активности вулканов, в особенности числа эксплозивных извержений в низких широтах и др. Из-за неизбежной неопределенности во времени наступления/окончания тех или иных климатических фаз возникает необходимость разработки нескольких вариантов развития климата в регионе на столь длительную перспективу.

Исследования выполнены в рамках Проблемы П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое. История четвертичного периода»

Список литературы:

Величко А.А., Борисова О.К. Палеоаналоги глобального потепления XXI столетия // Доклады Академии наук, – 2011. – Т. 438. – № 2. – С. 258–262.

Ветров В.А., Борисова О.К., Величко А.А. Опыт перспективной оценки основных параметров регионального климата до 3000 года // Метеорология и Гидрология, – 2016. – № 5. – С. 12– 31.

Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления (ретроспективный анализ и сценарии) / Под ред. А.А. Величко. – М., ГЕОС, – 2010. – 220 с.

МГЭИК, 2014: Изменение климата, 2014 г.: Обобщающий доклад. Вклад Рабочих групп I, II и III в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Женева, Швейцария, МГЭИК, – 2014. – 163 с.

Медоуз Д.Х., Рандерс Й., Медоуз Д.Л. Пределы роста. 30 лет спустя. – М., ИКЦ «Академкнига», – 2007. – 342 с.

Методы реконструкции палеоклиматов / Под ред. А.А. Величко, Л.Р. Серебрянного и Е.Е. Гуртовой. – М., Наука, – 1985. – 198 с.

Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / Отв. ред. А.А. Величко. – М., ГЕОС, – 2009. – 120 с.

Семенов С.М. Парниковые газы и современный климат Земли. М., Издательский центр «Метеорология и гидрология», – 2004. – 175 с.

Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene – Holocene) / Frenzel B., Pecsli M., Velichko A.A. (Eds.). – Budapest, Geographical Research Institute; Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, – 1992. – 153 p.

IPCC, 2007: Summary for Policymakers // Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK, Cambridge University Press, and New York, USA, – 2007. – 18 p.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕЛЕОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ Р. ЩУГЕР

Ю.В. Голубева, И.В. Кряжева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, yvgolubeva@geo.komisc.ru

PALEONTOLOGICAL INVESTIGATION OF CAVE DEPOSITS IN THE SCHUGER RIVER BASIN (THE SUBPOLAR URALS)

Yu.V. Golubeva, I.V. Kryazheva

Institute of Geology, Komi Scientific Centre, Ural Branch of RAS, Syktvykar, Russia

В работе представлены результаты палеотериологических и палинологических исследований четырех местонахождений на западном склоне Приполярного Урала — Щугер-1, 2, 4 и 5. Они расположены в пределах 50-метрового участка обнажения каменноугольных известняков в скалах Верхних Ворот на правом берегу р. Щугер, в 20 м выше по течению от устья руч. Велдор-Кыртаэль.

Местонахождение Щугер-4 представляет собой грот протяженностью 9 м, шириной 4 м, высотой 3 м и находится на высоте 7 м от уреза воды р. Щугер. В строении разреза рыхлых отложений выделены четыре слоя, представленные суглинистыми (слой 4), супесчано-суглинистыми осадками с большим количеством грубообломочного материала (слой 3), переходящими вверх по разрезу в дресвяно-щебнисто-глыбовые (слой 2) и алевроитовые (слой 1). Палеонтологические остатки содержатся в слоях 1, 3 и 4.

На основании видового состава микротериофауны и морфологии коренных зубов копытного лемминга и узкочерепной полевки установлены два ископаемых комплекса. Первый (слои 3 и 4), умеренный криоксерофильный с преобладанием тундровых видов (88,3 %). Для подошвы слоя 4 получена AMS датировка по ^{14}C 11850±60 л.н. (Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева, 2012; Кряжева и др., 2012). По палинологическим данным, накопление осадков в основании разреза (слой 4), скорее всего, происходило в среднем дриасе. Этот период характеризовался развитием ерниковых зарослей и травянистых сообществ из злаков и маревых. Выше по разрезу спорово-пыльцевыми спектрами слоя 3 фиксируется теплый период позднеледниковья — аллеред. Улучшение климатических условий способствовало распространению елово-березовых редколесий.

Второй комплекс фауны (слой 1) отражает позднедриасовую фазу истории микротериофауны. Остатки тундровых видов также доминируют, но их доля составляет только 57 %, на лесные виды приходится 28 % и на интразональные 15 % (Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева, 2012; Кряжева и др., 2012). Слой 1 содержит спектры с преобладанием пыльцы хвойных пород *Picea* sp. и *Pinus sylvestris* (по 30-40 % от суммы пыльцы древесных растений) и спор лесных видов плаунов, что свидетельствует о произрастании таежных темнохвойных лесов и климате, близком современному. На потепление указывает и присутствие пыльцы *Typha*. В пределах территории наших исследований в настоящее время ареал этого вида охватывает бассейны рек Вычегды и Выми. На основании состава спектров и их приуроченности к верхней части слоя 1 над датировкой 10090 ± 60 л.н. можно предположить, что отложения в кровле слоя формировались в бореале.

Щугер-2 находится у скалы под навесом на высоте 25 м от уреза воды, в 50 м выше по течению от грота Щугер-4. Раскопом площадью 1 м^2 вскрыт почвенно-растительный слой мощностью 0,55 м. AMS датировка по ^{14}C 950 ± 35 л.н. с глубины 0,2-0,35 м укладывается в хронологические рамки субатлантики.

В палеотериологическом материале (1415 зубов мелких млекопитающих) выделен лесной тип фауны. Наряду с остатками лесных видов (49,8%) отмечено значительное участие видов околоводных местообитаний (44,7 %), что объясняется тафономическими причинами – в основном, пищевой специализацией хищника. Тундровые виды не многочисленны (5,5 %). (Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева, 2012; Кряжева и др., 2012). Спорово-пыльцевой спектр нижней части слоя свидетельствует о преобладании в растительном покрове кустарниковых зарослей из карликовой березки и ольховника с березовыми редколесьями. Обилие спор папоротников, спутников лиственничных лесов, позволяет сделать предположение также о существовании на территории исследований лиственничников. Распространение тундровой растительности на месте современной северной тайги указывает на более холодный климат, чем сейчас. Учитывая палинологическую характеристику и датировку, формирование рыхлых отложений в основании разреза можно соотнести с периодом SA-3, так называемой «малой ледниковой эпохой». Полученные нами результаты хорошо согласуются с данными Л.Д. Никифоровой по разрезу Карпушовка в нижнем течении Печоры, где, по ее мнению, в условиях позднесубатлантического похолодания «господствовали ерниковые тундры и сообщества из ольховника, папоротников и тундровых видов плаунов» (Никифорова, 1979; С. 214), произрастали лиственничники ольховниковые. На развитие лиственничников на Приполярье Урале в суббореальном и субатлантическом периодах указывают С. Култи с соавторами (S. Kultti et al., 2003). Состав спектра верхней части слоя указывает на сокращение площадей, занятых ерниковыми зарослями, и распространение елово-сосновых лесов с примесью берез, обусловленные потеплением климата в настоящее время.

Местонахождение Щугер-5 представляет собой грот шириной 5 м, высотой 1,5 м и глубиной 8 м. Рыхлые отложения представлены тремя литологическими слоями. В основании разреза залегает песок (слой 3), в верхней части переходящий в песчано-суглинистые отложения (слой 2), которые перекрываются почвенно-растительным слоем (слой 1). Костные остатки содержатся в первых двух слоях. Из-за малого объема палеотериологического материала (337 коренных зубов грызунов) возникают сложности с выделением комплексов микротериофауны. Локальная фауна из слоя 1 имеет типичный лесной облик, где на лесные виды приходится более 90 % от всех остатков. В отложениях слоя 2 были встречены зубы копытного лемминга и узкочерепной полевки. Морфологические исследования показали, что зубы леммингов принадлежат морфотипу *henseli*, а зубы узкочерепной полевки принадлежат грегалоидному и грегалоидно-микротидному морфотипам. Несмотря на то, что в слое 2 преобладают остатки лесных видов (62,9 %), а на тундровые приходится всего 12,4 %, скорее всего, этот комплекс образовался в конце позднего плейстоцена, либо в раннем голоцене (Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева, 2012).

Согласно палинологическим данным, формирование осадков происходило, вероятно, в позднеледниковье, когда существовал перигляциальный растительный комплекс с преобладанием тундровых (слои 2 и 3) и лесотундровых элементов (слой 1). Выделенные палинозоны можно сопоставить со среднедриасовым и аллередским периодами позднеледниковья соответственно. Спектры схожи по составу со спектрами из пещеры Щугер 4, отнесенными к этим периодам.

Местонахождение Щугер-1 расположено на высоте 15 м от уреза воды и представляет собой сквозную полость, один вход которой открывается в долину руч. Велдор-Кыртаель, а другой - в долину р. Щугер. Длина полости составляет 10 м, со стороны реки высота и ширина входной части - 0,8 м и 1,8 м соответственно, а со стороны ручья - 1,3 м и 1 м. Разрез рыхлых отложений состоит из трех слоев, представленных снизу вверх по разрезу суглинком (слой 3), супесью (слой 2) и пылеватым алевритом (слой 1). Костные остатки позвоночных содержит только слой 2. На долю тундровых видов здесь приходится 37,8 %, на лесные виды 33,7 % и на околотовные 28,5 %. Морфологические исследования коренных зубов копытного лемминга и узкочерепной полевки указывают на то, что этот комплекс сформировался, скорее всего, в конце позднего плейстоцена или в раннем голоцене (Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева, 2012).

Палинологические спектры слоев 2 и 3 отражают ландшафтно-климатические условия в позднеледниковье, по всей видимости, в бёллинге. В это время территорию исследований занимала тундровая и лесотундровая растительность: заросли карликовой березки и ольховника с разреженными елово-сосновыми и березовыми редколесьями. Травяной покров был представлен преимущественно поlynно-разнотравно-злаковыми ассоциациями, папоротниками и сфагновыми мхами (слой 3). Редкостойные елово-сосновые леса и сообщества открытых местообитаний из злаков и полыней в относительно более холодных условиях, сложившихся, вероятно, при переходе к среднему дриасу, вытеснялись ерниковыми зарослями (слой 2). По преобладанию в спектре слоя 1 пыльцы хвойных древесных пород выделяется фаза сфагновых сосново-еловых лесов с примесью пихт. В верховьях р. Печоры и на приполярном Урале сосново-еловые массивы получили распространение, начиная с бореального периода. Пихта в их составе появилась в атлантике (Немкова, 1976; Kultti et al., 2003). Таким образом, эту фазу можно соотносить со средним и поздним голоценом, исключая периоды АТ-3, SB-2 и SB-3, так как на их протяжении в древостое сопредельных территорий, в бассейнах Верхней Печоры и Ижмы, на приполярном Урале, присутствовали широколиственные породы (Немкова, 1976; Голубева, 2010; S. Kultti et al., 2003), пыльцы которых нами обнаружено не было. К сожалению, отсутствие абсолютных датировок затрудняет определение более точного временного этапа осадконакопления в кровле разреза.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-41 «Квартер Арктических районов Европейского Северо-Востока России: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография, полезные ископаемые» и гранта РФФИ 16-35-00116 мол_a.

Список литературы:

Голубева Ю.В. Палеогеография и палеоклимат позднеледниковья и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печоро-Вычегодского региона (по палинологическим данным): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. – Сыктывкар, – 2010. – 19 с.

Кряжева И.В. Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена Приполярного Урала// Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. – Сыктывкар, – 2012. – 18 с.

Кряжева И.В., Пономарев Д.В., Т. ван Кольфсхотен, Х. ван дер Плихт История формирования современных сообществ микромамманий Приполярного Урала // Экология, – 2012. – № 6. – С. 434–441.

Немкова В.К. История растительности Предуралья за поздне- и послеледниковое время // Актуальные вопросы современной геохронологии. – М., Наука, – 1976. – С. 259–276.

Никифорова Л.Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Дис.... канд. геогр. наук. – М., – 1979. – 154 с.

Пономарев Д.В., Кряжева И.В. Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена из местонахождений на реке Щугер (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – Сыктывкар, Геопринт, – 2011. – №7. – С. 9–13.

Kultti S., Välikanta M., Sarmaja-Korjonen K., Solovieva N., Virtanen T., Kauppi T., Eronen M. Palaeoecological evidence of changes in vegetation and climate during the Holocene in the pre-Polar Urals, northeast European Russia // Journal of Quaternary science, – 2003. – Vol. 18. – P. 503-520.

СПЕКТРАЛЬНО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ 50-ТЫСЯЧЕЛЕТНЕГО РЯДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Т.Е. Данова¹, Б.В. Перелыгин²

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия, danova8@mail.ru

²Одесский государственный экологический университет, Одесса, Украина,
satel@odeku.edu.ua

SPECTRAL ANALYSIS OF THE 50-KA AIR TEMPERATURE SERIES

T.E. Danova¹, B.V. Perelygin²

¹Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russian

²Odessa State Environmental University, Odessa, Ukraine

Введение. Исследования цикличности глобальной климатической системы связаны с использованием длиннопериодных климатических рядов и базируется на анализе данных палеореконструкций с помощью методов математической статистики. Одним из способов получения длиннопериодных климатических рядов является изучение гляциальных отложений. Анализ ледяного керна дает возможность получить сведения о климатических условиях за длительный период времени. Детальные палеореконструкции температуры строятся на основе анализа изотопного состава кернов. Оценив изотопный состав снега или льда, можно оценить и температуру, при которой формировались осадки. Эти температуры реконструированы для последних 300-500 лет по надежным записям прямых наблюдений за природными процессами (Groote et al., 1993; Stuiver et al., 1995; Stuiver et al., 1997). Все это дает основание рассматривать гренландские ледниковые керны в качестве чувствительного естественного регистратора температурных флуктуаций в Северном полушарии и, в частности, в Европе.

Для обнаружения нестационарных сигналов во временных рядах систем геофизического мониторинга применяется спектрально-временной анализ СВАН (Кляшторин, Любушин, 2005; Minobe, 1997, 1999, 2000). СВАН нестационарного процесса заключается в оценке текущего спектра части ряда, соответствующего скользящему временному окну некоторой малой длины. При такой оценке получаем зависимость спектра мощности сигнала, как от частоты, так и от положения середины или правого края окна на исследуемом ряде, в виде рельефа. Максимальным значениям такой зависимости соответствуют временные интервалы увеличения мощности колебаний в разных частотных полосах, что и подлежит исследованию в настоящей работе.

Используемые данные и методы анализа. Восстановленная температура воздуха в приземном слое в центральной части Гренландии за последние 50 000 лет была получена на основе анализа стабильных изотопов N₂ и Ar, полученных из ледовых кернов. Она отражает ход зимних значений температуры воздуха, которые, как известно, близки к среднегодовым температурам (Монин, 1982). Реконструированные данные температуры за последние 50 000 лет предоставлены Мировым центром данных палеоклиматологии в виде набора точек, фиксирующих изменение температуры воздуха в нерегулярные моменты времени. Для исследования был использован преобразованный ряд реконструированных данных

температуры примерно за 49 830 лет, представляющий собой выборку значений температуры воздуха через каждые тридцать лет.

В качестве основного метода исследования используем спектрально-временной анализ (СВАН). Это метод исследования нестационарных временных рядов, заключающийся в оценке „текущего” спектра части сигнала, соответствующего скользящему временному окну некоторой малой длины. При подобной оценке получается зависимость спектра мощности сигнала, как от частоты, так и от положения (середины или правого края) окна. Эта зависимость визуализируется в виде либо двумерных линий уровней, либо трехмерных рельефов, которые называют СВАН-диаграммами. Максимальным значениям такой зависимости соответствуют периоды времени увеличения мощности колебаний в тех или иных частотных полосах. Применяемое при спектрально-временном анализе преобразование Фурье позволяет вычислить спектральную плотность процесса, представляющего собой функцию времени или пространственных координат. При проведении спектрально-временного анализа его результаты отображаются в виде 3-х мерной СВАН-диаграммы. По оси абсцисс откладывается время, по оси ординат – частота, а вдоль оси аппликат – отображается значение амплитуд спектра.

Анализировать СВАН-диаграмму на 50 000-летнем отрезке времени, учитывая, что за этот период времени наблюдалось огромное количество гармоник, крайне неудобно. Целесообразно провести анализ изменения энергии спектра каждой, из наиболее характерных гармоник, отдельно. Анализ тысячелетних изменений климата по данным GISP2 ^{18}O , представленный в работе (Stuiver et al., 1995) показал наличие ярко выраженных периодичностей в диапазоне 830-1 050 лет. Вейвлет-анализ GISP2 (Humlum et al., 2011) также выявил наличие доминирующих периодичностей 1 130-1 140, 790-770, 560-590 и 390-360 лет. В работах (Bond et al., 1997; Bond et al., 2001) выделена хорошо выраженная периодичность $\sim 1\,500$ лет, которая носит название циклов Бонда и определяется во время голоцена в основном по материалам флуктуаций в обломках айсбергового льда. События Бонда могут быть межледниковыми аналогами осцилляций Дансгора-Эшгера 1 470-летней цикличности, с магнитудой около 15-20 % от ледниково-доледникового температурного изменения (Dansgaard et al., 1984). Таким образом, для климатических изменений наиболее характерна периодичность $\approx 1\,470 \pm 500$ лет (Stuiver et al., 1995; Grootes et al., 1993). Кроме того, в работе (Bond, Lotti, 1995) показано, что для климатических изменений также характерны цикличности с периодом 2 000-3 000 лет.

Ранее примененные методы фурье-анализа (Данова, Перелыгин, 2013) и вейвлет-анализа (Данова, Перелыгин, 2015) к преобразованному ряду реконструированных значений приземной температуры воздуха за $\sim 50\,000$ лет в центральной части Гренландии, также позволили выделить основные гармоники с периодами в 2 500, 1 500, 1 000 и 450 лет. Как видим, несмотря на различные ряды, используемые для выявления значимых периодичностей, в результате исследований получены близкие значения.

Обсуждение результатов исследования. В результате анализа были выбраны значения гармоник 2 500, 1 500, 1 000 и 450 лет, применим СВАН к этим гармоникам. Определим временное окно для каждой из выбранных гармоник, величиной равной длительности гармоники. Смещать окно вдоль ряда слева направо будем с заданным шагом, равным одному отсчету, то есть 30 годам. Анализу подлежит только траектория смещения во времени максимального значения энергетического спектра, присущего данной гармонике (фактически моды).

Периодичности близкие к 2,5 тыс. лет прослеживаются на протяжении 35 280 лет (49 830-14 550 лет назад), в период (14 550-10 020 лет назад) длительностью 4 530 лет эта гармоника становится практически единственной имеющей максимальную энергию и, следовательно, влияющей на климат той эпохи. В послеледниковый период эта цикличность исчезла и больше не прослеживалась (Данова, Перелыгин, 2013). Анализ динамики 2 500-летней гармоники выявил наличие двух отрезков времени, когда данная гармоника имела максимальную энергию, а также отрезок времени, когда максимальная энергия гармоники

ненамного превышала нулевой уровень (рис. 1, а). Первый период максимума энергии (~220) закончился около 35 300 лет назад. Достоверность реконструкций древнего климата определяется степенью надежности реконструкций физико-географических обстановок, существовавших в условиях подобного климата длительное время и отразившихся на состоянии животного мира и растительного покрова (Величко, Ясаманов, 1986), соотнесем выявленную динамику гармоник с существующими показателями климатической изменчивости. Период первого максимума энергии спектра 2 500-летней гармоник характеризуется резкими колебаниями температуры $\sim 10,0^{\circ}$, следовательно, максимум энергии приходится на время резких колебаний температуры с большой амплитудой ($\sim 10,0^{\circ}\text{C}$). Окончание этого периода для южных районов Европы отмечается проявлением Молого-Шекснинского межледникового, так в период после 35 000 лет назад отмечается резкое увеличение интенсивности накопления лессов Русской равнины (Величко, 1968).

Время от 32 до 24 тысячелетий назад было наиболее теплым, это находит подтверждение при анализе расселения человека в Северной Евразии (Величко и др., 2003; Долуханов, 2008), а также в распространении широколиственных лесов (Лазуков и др., 1981). Далее следовал отрезок времени с 28 000 по 18 600 лет назад, когда максимальная энергия 2 500-летней гармоник ненамного превышала нулевой уровень (рис. 1, а), этому периоду времени соответствуют колебания температуры с амплитудой ($\sim 2,0 - 5,0^{\circ}\text{C}$). Время 20-18 тысячелетий назад характеризует период поздневалдайского оледенения (Величко, 1991; Ehlers, Gibbard, 2004; Mangerud et al., 2004).

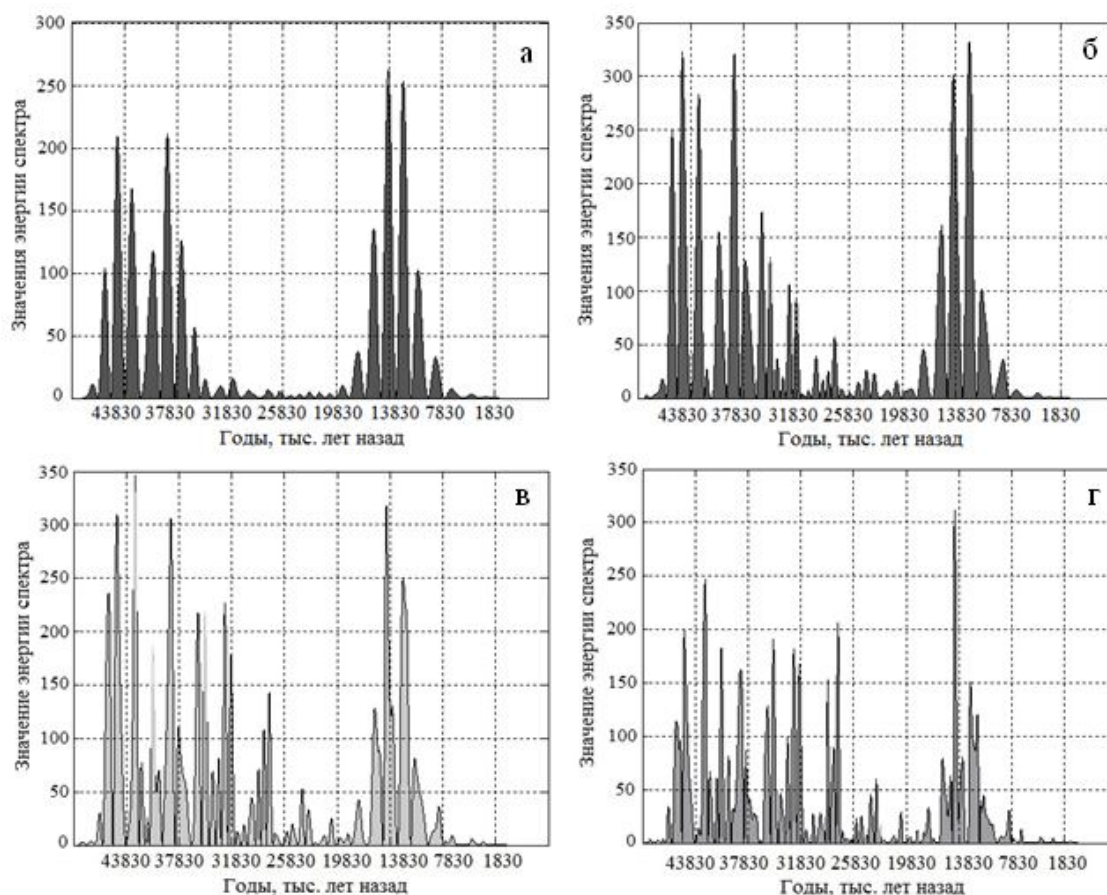


Рис. 1. Изменение энергии спектра 2 500-летней гармоник (а), 1 500-летней гармоник (б), 1000-летней гармоник (в), 450-летней гармоник (г)

Второй отрезок времени, когда 2 500-летняя гармоника имела максимальную энергию (~250) начинался около 18 600 лет назад и около 10 000 летней отметки энергия этой гармоника резко снижается. Именно этот временной отрезок выделяется стремительным падением температуры, начало события соответствует периоду 12 850 лет назад, конец – 11 450 лет назад, соответствует окончанию периода позднего дриаса (Rapp, 2009; Taylor, 1997; Hughen Konrad, 2000; Spurk, 1998). Таким образом, второй максимум энергии приходится на период, когда на общем фоне устойчивого повышения температур наблюдалось стремительное падение температуры, называемое поздним дриасом, и являющимся в геохронологии завершающим этапом последнего оледенения (Монгайт, 1973).

Гармоника, соответствующая 1 500 годам, представляет высокочастотную цикличность, называемую осцилляциями Дансгора-Эшгера, которые описывают изменения температуры воздуха в ледниковый период, характеризующиеся резкими изменениями климата (Rapp, 2009). Общая картина, характеризующая динамику максимальной энергии спектра 1 500-летней гармоника, очень близка к 2 500-летней, однако, значения энергии спектра больше (от 320 – 330), а колебания имеют плавные переходы (рис. 1, б). Тот факт, что 1 500-летняя гармоника характеризуется большими значениями энергии спектра, чем 2 500-летняя, подтверждается ее выявлением при исследовании длиннопериодных рядов с различной дискретностью (Stuiver et al., 1995; Grootes et al., 1993; Bond et al., 1997; Bond et al., 2001; Dansgaard et al., 1984). Первый максимум энергии спектра (~320) наблюдается от 46 300 до 26 800 лет назад, второй максимум энергии спектра (~330) от 18 600 до 7 800 лет назад, оба соответствовали времени резких колебаний температуры с большой амплитудой.

Приблизительно такие же временные промежутки соответствуют периодам максимумов и минимума 1 000-летней гармоника (рис. 1, в). Отличия наблюдаются только в значениях энергии для первого (~350) и второго максимума (~320). Изменения энергии спектра 450-летней гармоника также соответствуют общей картине, но эта гармоника проявляет себя более ровно на протяжении всего последнего ледникового периода (рис. 1, г). Максимальные значения энергии спектра в ледниковый период соответствуют ~200, во время второго периода максимумов наблюдается резкий, как и во всех других гармониках, скачок энергии (~320) в пределах 14 300 лет назад.

Заключение. Проведенный спектрально-временной анализ характерных для восстановленного ряда температуры воздуха центральной части Гренландии гармоник (с периодичностью в 2 500, 1 500, 1 000 и 450 лет) показал, что для динамики всех гармоник характерными являются два периода с максимальными значениями энергии спектра. Все гармоника характеризуются максимальными значениями энергии в периоды скачкообразных изменений температуры воздуха и, наоборот, наименьшие значения энергии наблюдаются в периоды малых температурных возмущений.

Для всех гармоник выявлена закономерность, наблюдающаяся в ледниковый период – с уменьшением гармоника увеличивается длительность периода максимальных значений энергии (от ~10 000 лет для 2 500-летней гармоника до ~23 000 лет для 450-летней). Второй период максимума для всех гармоник наблюдается в один и тот же промежуток времени, имеет одинаковую длительность и характеризуется наибольшими значениями энергии. На протяжении 50 000 лет более устойчиво ведет себя наименьшая гармоника – 450-летняя, несмотря на то, что для реализации ее максимумов необходимо больше энергии, чем для 2 500-летней гармоника. Последние 8 000 лет для всех гармоник характерны минимальные, почти нулевые значения энергии спектра.

Список литературы

Величко А.А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена. // Изв. АН СССР. Сер. геогр., – 1968. – № 3. – С. 5-17.

Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки. // Изв. АН СССР. Сер. геогр., – 1991. – № 5. – С. 5–21.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Позднепалеолитический человек заселяет Русскую равнину // «Природа», – 2003. – № 3. – С. 52-60.

- Величко А.А., Ясаманов Н.А. Современный и древний климат. // Изв. АН СССР. Сер. геогр., – 1986. – № 6. – С. 5–15.
- Данова Т.Е. Перелыгин Б.В. Результаты Фурье-анализа данных палеорекострукции температуры в центральной части Гренландии. // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. Научно-теоретический журнал. СПб.: РГГМУ. – 2013. – №32. – С. 83-93.
- Данова Т.Е. Перелыгин Б.В. Применение вейвлет-анализа для уточнения возраста событий Хайнриха. // Геофизический журнал. Киев, – 2015. – том 37. – №1. – С. 165-175.
- Долуханов П. М. Эволюция природной среды и раннее расселение человека в Северной Евразии, Путь на север: Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. Москва: изд-во РАН, – 2008. – С. 33-47.
- Кляшторин Л.Б., Любушин А.А. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности. М.: ВНИРО. – 2005. – 235 с.
- Лазуков Г.И., Гвоздовер М.Д., Рогинский Я.Я. Природа и древний человек, «Мысль», – 1981. – 223 с.
- Мировой центр данных палеоклиматологии (Электронный ресурс): USA World Data Center for Paleoclimatology – Режим доступа: (12.12.2010г.) <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/>
- Монгайт А. Л. Археология Западной Европы. Каменный век. Издательство «Наука», 1973; Портал «Археология России», – 2005. – 103 с.
- Монин А.С. Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеиздат. – 1982. – 246 с.
- Рудяев Ф.И. Влияние аномального гравитационного поля Земли на циркуляционные системы атмосферы. // Доклады АН, – 1990. – том 310. – № 6. – С. 1345-1448.
- Шварцман Ю.Г., Болотов И.Н. Пространственно-временная неоднородность таежного биота в области плейстоценовых материковых оледенений. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН., – 2008.– 263 с.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R. et al. (2001). «Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene». Science 294 (5549): 2130–2136.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. Science 278, 1257-1266. doi: 10.1126/ science. 278.5341.1257.
- Bond Gerard C. and Rusty Lotti, (1995). Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation Science 17 February 1995: 1005-1010. (DOI:10.1126/science.267.5200.1005).
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup N., Hammer, C. U., and Oeschger, H. (1984). North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. Geophysical Monograph **29**, 288–298.
- Ehlers J., Gibbard P.L. (2004). Quaternary Glaciations: Extent and Chronology 2: Part II North America. Elsevier, Amsterdam. ISBN 0-444-51462-7.
- Groote P. M., Stuiver M., White J. W. C., Johnsen S. J., Jouzel J., (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 552-554.
- Hughen Konrad A. (2000). «Synchronous Radiocarbon and Climate Shifts During the Last Deglaciation». Science 290 (5498): 1951–1954. DOI:10.1126/science.290.5498.1951. PMID 11110659. Bibcode:2000Sci...290.1951H.
- Humlum O., Solheim J-E, Stordahl K. (2011). Identifying natural contributions to late Holocene climate change, Global and Planetary Change 79 145–156.
- Mangerud J., Ehlers J., Gibbard P. (2004). Quaternary Glaciations : Extent and Chronology 1: Part I Europe. Elsevier, Amsterdam. ISBN 0-444-51462-7.
- Minobe S. (1997) . A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America // Geophysic. Res. Lett. V. 24. P. 683-686.
- Minobe S. (1999). Resonance in bi-decadal and penta-decadal climate oscillations over the North Pacific: role in climatic region shifts // Geophysic. Res. Lett. V. 26. P. 855-858.
- Minobe S. (2000). Spatio-temporal structure of the pentadecadal oscillations over the North Pacific // Progress in Oceanography. V. 47. P. 381-408.
- Rapp D., (2009). Ice Ages and Interglacials: Measurements, Interpretation and Models. New York: Springer-Verlag, 285 p.
- Spurk M. (1998) «Revisions and extension of the Hohenheim oak and pine chronologies: New evidence about the timing of the Younger Dryas/Preboreal transition». Radiocarbon 40 (3): 1107–1116.
- Stuiver M., Braziunas T. F., Groote P. M., Zielinski G. A. (1997). Is there evidence for solar forcing

of climate in the GISP2 oxygen isotope record. Quaternary Res. 48, 259-266.

Stuiver M., Grootes P. M., Braziunas T. F. (1995). The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. Quaternary Res. 44, 341-354.

Taylor K. C. (1997). «The Holocene-Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland». Science 278 (5339): 825–827. DOI:10.1126/science.278.5339.825. Bibcode:1997 Sci...278..825T.

О СОВРЕМЕННЫХ ТЕНДЕНЦИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРОСКОЙ РАВНИНЫ

Н.С. Евсеева, Л.Б. Филандышева

Национальный исследовательский Томский государственный университет,
Томск, Россия, filandysh@sibmail.com

ABOUT MODERN TRENDS OF CLIMATE CHANGE IN THE WEST SIBERIAN PLAIN

N.S. Evseeva, L.B. Filandysheva

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

Одной из острых проблем общества на современном этапе является состояние окружающей среды и выявление роли климата как одного из ведущих факторов, определяющих ее изменения. Как известно, в течение последних десятилетий ученые всего мира отмечают, что наша планета переживает эпоху потепления (МГЭИК (IPCC), 2001; Горбатенко и др. 2001; Попова, Полякова, 2013; Груза, Ранькова, 2009; Jones et al. 1999; Parker et al. 2009; Монин, Сонечкин, 2005; Бялко, 2016; Величко, 2010). Причины этого процесса ученые объясняют разными факторами: солнечной и геомагнитной активностью, изменениями в крупномасштабной атмосферной циркуляции, астрономическими условиями (МГЭИК (IPCC), 2001; Горбатенко и др. 2001; Попова, Полякова, 2013), антропогенным влиянием на климатическую систему (Груза, Ранькова, 2009; Jones et al. 1999; Parker et al. 2009; Монин, Сонечкин, 2005).

На 21-й международной конференции по климату, прошедшей в декабре 2015 г. в Париже, 185 стран-участниц одобрили основную цель - ограничить потепление климата к концу текущего века до 2°C . А.В. Бялко (2016) отмечает, что на наших глазах произошел беспрецедентный перелом в глобальной политике и общественном мнении. Наличные выводы, доказавшие антропогенную роль в потеплении климата, привели к реальным политическим следствиям.

В настоящее время возможности оценки ожидаемых последствий воздействий потепления на окружающую среду и условия жизни населения зависят от степени, глубины научного познания механизма функционирования системы «климат – ландшафтная оболочка». Познание его, как отмечает А.А. Величко (Величко, 2010), естественнонаучная проблема величайшей сложности.

В работах, посвященных анализу таких проблем, существуют в основном два подхода: по преимуществу численное моделирование и изучение климатов прошлого и истории ландшафтной оболочки. Определенные трудности имеются при моделировании климатических процессов на региональном и, особенно, локальном уровнях. И здесь большое значение имеют конкретные, в том числе инструментальные, наблюдения и их анализ.

В данной работе изложены результаты исследования изменения климата на территории Западно-Сибирской равнины. В основу анализа положены данные по температуре приземного слоя воздуха и осадкам среднесуточного и среднегодового разрешения из базы данных ВНИИГМИ-МЦД за период с 1936 по 2012 г. по станциям Салехард и Омск. Материалы сгруппированы в четыре периода: 1) с 1936 по 2006 г.; 2) с 1936 по 1970 г.; 3) с 1971 по 2006 г.; 4) с 2001 по 2012 г. За границу между вторым и третьим отрезками времени 1971-й г. берется неслучайно, так как в ряде работ указывается, что с начала 1970-х годов глобальные изменения климата стали наиболее выраженными (МГЭИК (IPCC), 2001; Груза,

Ранькова, 2009; Стратегический прогноз изменений..., 2005). Рубежное значение 1936 и 2006 гг. объясняется необходимостью сопоставления результатов данного исследования с более ранними работами. Анализ последнего периода с 2001 по 2012 гг., связан с появлением публикаций о смене с 2000-х годов положительной температурной тенденции на отрицательную (Ипполитов и др., 2008; Ипполитов и др., 2012). Выбор указанных метеостанций (Салехард и Омск) связан с расположением их в переходных природных зонах (лесотундре и лесостепи, соответственно), природа которых наиболее чутко реагирует на происходящие изменения климата.

Региональные изменения среднегодовых температур воздуха на станциях Салехард и Омск отражают общие черты и тенденции вариации температуры всего рассматриваемого 75-летнего отрезка времени. В таблице 1 представлены основные параметры средней годовой температуры воздуха за рассматриваемые периоды.

Таблица 1 – Основные параметры среднегодовой температуры воздуха.

Период, годы	Среднегодовая температура воздуха, °С			
	многолетняя	минимальная	максимальная	коэффициент вариации
Ст. Салехард (лесотундра)				
1936–1970	–6,12	–8,75 (1966)	–3,02 (1946)	0,49
1971–2006	–6,09	–8,46 (1998)	–3,06 (1994)	0,44
1936–2006	–6,10	–8,75 (1966)	–3,02 (1946)	0,47
2001–2012	–5,28	–7,73 (2006)	–3,33 (2012)	0,82
Ст. Омск (лесостепь)				
1936–1970	+0,54	–1,43 (1941)	+2,77 (1962)	1,80
1971–2006	+1,79	–0,60 (1972)	+3,50 (1983)	0,54
1936–2006	+1,17	–1,43 (1943)	+3,50 (1983)	0,99
2001–2012	+2,31	+1,05 (2010)	+3,45 (2008)	0,30

Анализ табл. 1, в которой представлены значения многолетних среднегодовых температур воздуха и коэффициенты вариации, рассчитанные по четырем периодам, позволил выявить пространственно-временные различия в динамике термических показателей. Так, многолетний уровень среднегодовой температуры воздуха на ст. Салехард заметно вырос лишь в четвертый период (2001–2012 гг.), увеличившись по сравнению с первым, на 0,84 °С. Для природы Субарктики это имеет большое значение и одним из его результатов стало интенсивное таяние многолетней мерзлоты. На ст. Омск изменения в уровнях многолетних среднегодовых температур воздуха и показателей их изменчивости от периода к периоду оказались более выраженными. Так, от первого ко второму периоду средний уровень температуры вырос в 3,3 раза и примерно во столько раз уменьшился коэффициент вариации. Еще значительно (в 4,3 раза) вырос уровень среднегодовой температуры воздуха в 2001 – 2012 гг. по сравнению с 1936 – 1970 гг. Из вышесказанного следует, что наиболее теплым отрезком времени текущего столетия для всей территории Западно-Сибирской равнины был последний период.

Региональные особенности внутригодовых изменений климатических режимов иллюстрирует рис. 1, на котором показан средний многолетний ход среднесуточных температур воздуха за периоды с 1936 по 1970 и 1971 по 2006 гг. по станциям Салехард и Омск.

Из рисунка 1 (Б) следует, что на ст. Омск в течение всего года многолетние значения среднесуточных температур воздуха второго периода оказались выше значений температур первого, особенно в холодное время года (температуры ниже 0°С). Так, если в первом периоде средняя многолетняя среднесуточная температура воздуха за указанный отрезок времени составила -13,4°С, то во втором она повысилась до -11,4°С (на 2°С), что согласуется с оценочными данными об уровне роста зимних температур в целом по Западной Сибири

(Стратегический прогноз изменений..., 2005; Оценочный доклад..., 2008). Различия в средних многолетних среднесуточных температурах за теплую часть года (температуры устойчиво выше 0°C) оказались незначительными. Во втором периоде они в среднем на 0,5°C выше (+12,6°C) по сравнению с первым (+12,1°C).

На ст. Салехард таких заметных изменений в уровне температур от первого периода ко второму не наблюдается (рис. 1, А). Различия в их ходе выразились в повышении температуры воздуха во второй период в теплую и холодную части года только на 0,3°C: с +8,9 до +9,1°C и с -15,3 до -15,0°C соответственно. Следует отметить, что хотя в последние десятилетия на ст. Салехард изменения многолетних температур воздуха за крупные структурные единицы годового цикла невелики, тем не менее, на кривой годового хода среднесуточной температуры второго периода выделяются отрезки времени с ростом температуры, сопоставимым с потеплением климата в России и Западной Сибири. Это отмечается в следующие календарные сроки: с 19.01 по 1.02 (на +1,9°C); с 14.02 по 31.03 (на +2,3°C); с 29.04 по 16.05 (на +0,8°C); с 16.07 по 29.07 (на +0,9°C); с 16.07 по 29.07 (на +0,5°C); с 14.12 по 26.12 (на +1,2°C) (рис. 1, А). Однако рост температуры воздуха в указанные временные отрезки практически не повысил многолетнюю среднюю годовую температуру второго периода, что объясняется наличием в годовом суточном ходе временных промежутков, уровень температуры которых оказался не выше, а ниже первого (особенно на ветви спада значений температур от -15,0 до -26,0°C) (рис. 1, А).

Проведенное исследование межгодовых и внутригодовых изменений температурных условий показало, что в пределах рассматриваемых природных зон Западно-Сибирской равнины наблюдается современное потепление климата. Наиболее быстрыми темпами этот процесс развивается в умеренных широтах, где повышение среднесуточных температур установлено в течение большей части года. В высоких широтах оно имеет более сложный характер, что согласуется с данными работ по Европейскому Северу России (Филатов, 2012).

Региональные изменения среднегодовых сумм осадков на метеостанциях Салехард и Омск отражены в таблице 2. При сопоставлении годовых сумм осадков за выбранные временные периоды было установлено, что их средняя многолетняя величина за последние 35 лет увеличилась по сравнению с предшествующим периодом (особенно в лесостепной зоне) (табл. 2).

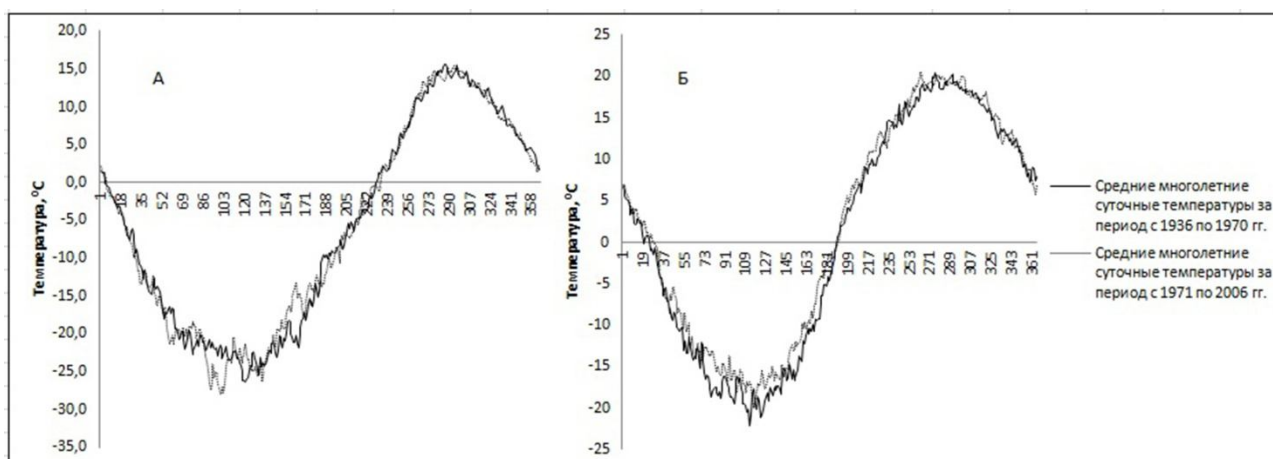


Рис. 1. Хронологический ход средней многолетней среднесуточной температуры воздуха (с 1 октября) на станциях Салехард (А) и Омск (Б) за периоды с 1936 по 1970 г. (1) и с 1971 по 2006 г. (2).

Увеличение количества осадков на юге Западно-Сибирской равнины происходит неравномерно как в пространстве, так и во времени. Например, Е.Д. Лапшина (2003) отмечает уменьшение водности болот на юге лесной зоны, что выражается в залесении ранее открытых торфяников. Многие современные болотные фации с хорошо выраженным древесным ярусом не успели еще отложить собственного пласта торфа, либо он маломощен

(10-12 см), и развиваются на торфах более гидрофильных предшествующих фаций. Кроме того, наблюдаются колебания уровней и площадей озер юга равнины.

Таблица 2 – Основные параметры годовых сумм осадков и повторяемость (%) разных типов лет по режиму увлажнения (Филандышева и др., 2015).

Период, год	Средняя сумма осадков за год, мм	Среднее квадратическое отклонение, мм	Тип увлажнения, %				
			очень избыточное	избыточное	нормальное	недостаточное	очень недостаточное
Ст. Салехард (лесотундра)							
1936-1970	420,1	±100,0	3	14	65,5	17,5	0
1971-2006	446,7	±71,0	3	11,4	68,5	17,1	0
Ст. Омск (лесостепь)							
1936-1970	331,0	±75,8	3	17,1	65,6	14,3	0
1971-2006	406,0	±75,2	11,4	8,6	68,6	11,4	0

Дальнейшее потепление может привести к заметному смещению границ природных зон. Происходящие изменения и колебания климата на территории Западно-Сибирской равнины оказывают влияние на фенологические явления, структуру сезонных ритмов и условия функционирования ландшафтов.

Проанализировав полученные материалы, данные палеогеографических исследований четвертичного периода, авторы в целом поддерживают мнение В.М. Котлякова (2012) о том, что современные изменения климата не являются чем-то новым в истории Земли. В.М. Котляков отмечает, что три предыдущих межледниковья, предшествовавшие голоцену, были более теплыми по сравнению с ним, т.е. глобальная температура воздуха в современную эпоху все еще на 1,5-2°C ниже, чем в то время. Таким образом, несмотря на возможность антропогенного воздействия, современные колебания температуры воздуха на Земле не выходят за рамки естественных изменений, характерных для всей последней геологической эпохи.

Список литературы:

- Бялко А.В. Парижское соглашение по климату: реальны ли цели? // Природа. 2016. № 3. С. 3-10.
- Величко А.А. Введение // Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления : ретроспективный анализ и сценарии. М.: ГЕОС, 2010. Вып. III. С. 9-10.
- Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В., Поднебесных Н.В., Харюткина Е.В. Роль циркуляционных факторов в потеплении климата Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2001. № 346. С. 174-180.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология. - 2009. - № 11. - С. 15-29.
- Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В., Харюткина Е.В. Структура метеорологических полей по данным наблюдений и реанализов // Исследование природно-климатических процессов на территории Большого Васюганского болота. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. Вып. 38. С. 41-60.
- Ипполитов Н. Н., Кабанов М. В., Логинов С. В., Харюткина Е. В. Структура и динамика метеорологических полей на азиатской территории России в период интенсивного глобального потепления 1975-2005 гг. // Журн. Сиб. федер. ун-та. Биология (спец. вып. «Изменение климата и экосистемы»). 2008. 1 (4). С. 323-344.

Котляков В.М. О причинах и следствиях современных изменений климата // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21. С. 110-114.

Лапшина Е. Д. Флора болот юго-востока Западной Сибири. - Томск. Изд-во Том. ун-та, 2003. 296 с.

МГЭИК (IPCC): Изменения климата: Третий оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC). 2001 [Электронный ресурс]. http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/?src=/climate/ipcc_ter/vol4/russian/index.htm (дата обращения 06.04.2014).

Монин А.С., Сонечкин Д.М. Колебания климата по данным наблюдений: тройной солнечный и другие циклы. М.: Наука, 2005. 191 с.

Оценочный доклад об изменении климата и его последствий на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: Росгидромет, 2008. 29 с.

Попова В.В., Полякова И.А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936-2008 гг., влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лед и снег. 2013. № 2. С. 29-38.

Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010-2015 гг. и их влияние на отрасли экономики России. М.: Росгидромет, 2005. 18 с.

Филандышева Л.Б., Евсеева Н.С., Жилина Т.Н. Зональные особенности изменения климатического режима Западно-Сибирской равнины и его влияние на геосистемы // География и природные ресурсы. 2015. №4. С.33-42

Филатов Н. Н. Изменения и изменчивость климата европейского Севера России и их влияние на водные объекты // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 80-93.

Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G. Surface air temperature and its changes over the past 150 years // Rev. Geophysics. 1999. Vol. 37, № 2. P. 173-199.

Parker D.E., Jones P.D., Peterson T.C., Kennedy J. Comment on «Unresolved issues with the assessment of multidecadal global land surface temperature trends» by Roger A., Pieke Sr. et al. [Electronic resource] // Journ. Geophys. Res. - 2009. Vol. 114. The electronic version of the printing publication. URL: <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.182.8328&rep=rep1&type=pdf>.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК ПРОШЛОГО ДЛЯ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СУБФОССИЛЬНОГО СОСТАВА CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА МЕДВЕДЕВСКОЕ

А. Г. Ибрагимова¹, Л. А. Фролова¹, Л. С. Сырых², Д. А. Субетто^{2,3}

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Россия,
Ais5_ibragimova@mail.ru, Larissa.Frolova@kpfu.ru

² Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена,
Lyudmilalsd@gmail.com

³ Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Россия, Subetto@mail.ru

RECONSTRUCTION OF PALAEOENVIRONMENTAL CONDITIONS IN THE KARELIAN ISTHMUS FROM SUBFOSSIL CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) IN THE BOTTOM DEPOSITS OF LAKE MEDVEDEVSKOYE

A. G. Ibragimova¹, L. A. Frolova¹, L. S. Syrykh^{2,3}, D. A. Subetto^{2,3}

¹ Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia

² Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

³ Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre of Russian Academy of
Sciences, Petrozavodsk, Russia

Многочисленные озера Карельского перешейка испытывают постоянное и все нарастающее антропогенное воздействие в связи с развитием индивидуального строительства на берегах, ростом рекреационной активности и частным рыбозабором, в результате чего их экосистемы полностью трансформируются. Все это вызывает

необходимость мониторинга состояния озерных экосистем и качества их вод (Трифорова и др., 2014).

Объектом исследования было выбрано озеро Медведовское (60°31'51'' с.ш., 29°53'57'' в.д., 102,2 м над у.м., площадь зеркала воды - 0,44 км², максимальная глубина – около 4 м), расположенное на центральной возвышенности Карельского перешейка, которое благодаря высотному положению и малой площади водосборного бассейна, не заливалось водами крупных приледниковых водоемов после дегляциации и характеризуется непрерывностью осадконакопления на протяжении 12650 лет (Субетто, 2009).

Регион исследования характеризуется умеренным морским климатом со средней температурой января -9°C, средней температурой июля +16°C и средней годовой температурой +3°C (Syrykh et al., 2015). Котловина озера Медведовское сформировалось на валунных суглинках и супесях. Растительность территории соответствует флористическому разнообразию среднетаежной подзоны восточно-европейской тайги (Субетто и др., 2003).

Весной 2012 года со льда были отобраны две колонки донных отложений длиной 1 и 2.5 м. Колонки донных отложений озера, период седиментации которых охватывает позднеледниковые и весь голоцен, были датированы методом ускорительной масс-спектрометрии (¹⁴C AMS-методом) и проанализированы на потерю массы при прокаливании (ППП, %) Выполнены литостратиграфический, радиоуглеродный и ряд анализов с использованием биологических индикаторов (хинономидный, спорово-пыльцевой, кладоцерный).

Остатки рецентных и субфоссильных водных растений и животных, таких как диатомовые водоросли, хинономиды, остракоды и Cladocera в донных отложениях озер достаточно широко используются для палеорекопструкций экологических условий прошлого (Kattal et al., 2007; Kienast et al., 2011). Cladocera, являясь значимой группой водной экосистемы, в последние десятилетия все чаще используется в реконструкциях палеоклимата. Cladocera, являясь значимой группой водных организмов, в последние десятилетия все чаще используется в реконструкциях климатических и экологических условий прошлого. Хитиновые структуры их экзоскелета (головные щиты, карапаксы, постабдомены, постабдоменальные коготки и др.) остаются в донных отложениях озер, как правило, в хорошей степени сохранности. Более того, большинство их них может быть идентифицировано до уровня видовой принадлежности (Korhola, Rautio, 2001).

Для кладоцерного анализа по всей колонке донных отложений были отобраны образцы с интервалом 1-6 см. Обработку проб донных осадков проводили по стандартной методике, определение проводили по специализированному определителю (Szeroczyńska, Sarmaja-Korjonen, 2007; Korosi, Smol, 2012; Фролова, 2013).

В составе субфоссильных остатков было выявлено 39 таксонов. В водоеме доминируют виды, свойственные зонам палеарктики (44,5 %) и голарктики (39,5 %), космополитическая зоогеография характерна лишь 15,8% сообщества. Доминирующим видом сообщества является *Bosmina (Eubosmina) longispina*, что связано с наличием хорошо развитой открытой частью водоема. Увеличение в определенные периоды значимости литоральных и фитофильных видов свидетельствует о присутствии мелководных участков в озере и участков, заросших макрофитами. Видовое разнообразие сообщества в нижних слоях ядра характеризуется как бедное и растет с продвижением вверх по колонке. Органическая составляющая исследуемого озера также увеличивается параллельно со скоростью осадконакопления.

Стратиграфию сообщества ветвистоусых ракообразных озера Медведовское можно условно разделить на 4 зоны. В нижних слоях (9000-13000 кал. л.н.) относительная бедность таксономического разнообразия сочетается с доминированием типичных северных видов (*Acroperus harpae*, *Eubosmina longispina*, *Alona affinis*, *Camptocercus rectirostris*, *Alonella nana*, *Eurycercus lammelatus*). Данные, полученные в результате анализа потери при прокаливании и хинономидном анализе, подтверждают наличие прохладного климата в олиготрофном водоеме и свидетельствуют о накоплении минеральных осадков в нем (Сырых и др., 2015).

Признаком потепления в следующей палеозоне (6500-9000 кал. л.н.) может служить увеличение биологического разнообразия: растет значимость литоральных и фитофильных видов. Резкое увеличение доли *Chydorus sphaericus* объясняется тем, что на данном этапе развития озера происходит смена седиментации, сопровождающаяся увеличением органической составляющей в донных отложениях, что вероятно связано с изменением природных обстановок на водосборе

В зоне 2000-6500 кал. л.н. снова наблюдается увеличение значимости холодноводных видов (*Acroperus harpae*, *Eubosmina longispina*, *Camptocercus rectirostris*, *Alonella nana*, *Eurycercus lammelatus*). По данным хирономидного анализа на данном этапе эволюции водоема происходит уменьшение количества кислорода в водоеме и повышение его трофического статуса (Сырых и др., 2015).

В отложениях, датируемых возрастом 500-2000 кал. л.н., обнаруживаются остатки *Acroperus harpae*, *Chydorus sphaericus*, *Ceriodaphnia* sp., что является признаком эвтрофикации водоема.

Значения индекса Шеннона – Уивера варьируют в пределах от 1,45 до 3,57, минимальные значения индекса приходятся на современный этап развития водоема.

Изменение климатических условий и трофического статуса озера отчетливо отражается на таксономическом разнообразии кладоцерного сообщества. На протяжении колонки дважды происходит замена холодноводных видов теплолюбивыми, толерантными к понижению уровня кислорода и к ацидофильным условиям водоема. В озере прослеживается тенденция к эвтрофикации и накоплению минеральных веществ.

Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ №15-05-04442, 16-35-50067.

Список литературы:

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.:РГПУ им А.И. Герцена. 2009. 309 с.

Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Вольфарт Б., Вастегорд С., Кузнецов Д.Д. Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Известия АН Сер. Географическая. 2003. № 5. С.1-12.

Сырых Л.С., Назарова Л.Б., Субетто Д.А. Предварительные данные о развитии климата на территории Карельского перешейка в голоцене по результатам хирономидного и литологического анализов // Труды Карельского научного центра РАН. Серия Лимнология, 2015. №5. С. 53-59.

Трифонов И.С., Афанасьева А.Л., Русанов А.Г., Станилавская Е.В. Растительные сообщества озер центральной части карельского перешейка как индикаторы их экологического состояния // Известия Самарского научного центра Российской Академии наук. 2014. Т. 16, №1 (4). С. 1034-1038.

Фролова Л.А. Cladocera // Биологические индикаторы в палеобиологических исследованиях: атлас / науч. ред Л.Б. Назарова. Казань: Казан. ун-т, 2013. С. 64-87 с.

Korhola A, Rautio M Cladocera and other branchiopod crustaceans. In: Smol JP, Birks JB, Last WM (eds) Tracking environmental change using lake sediments, vol: zoological indicators. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2001. P. 5–41.

Kattel G.R, Battarbee R.W, Mackay A, Birks H.J.B. Are cladoceran fossils in lake sediment samples a biased reflection of the communities from which they are derived?//J Paleolimnol. 2007. V. 38. P. 157–181.

Kienast F., Wetterich S., Kuzmina S., Schirrmeister L., Andreev A., Tarasov P., Nazarova L., Kossler A., Frolova L., Kunitsky V. Paleontological records prove boreal woodland under dry inland climate at today's Arctic coast in Beringia during the last interglacial // Quaternary Science Reviews. 2011. Vol. 30. 17/18. P. 2134-2159.

Korosi J. B., Smol John P. An illustrated guide to the identification of cladoceran subfossils from lake sediments in northeastern North America / The Chydoridae. Springer Science+Business Media B.V. 2012.

Syrykh L., Nazarova L., Subetto D. Palaeoclimate and palaeoenvironment reconstruction on the Karelian Isthmus, northwestern Russia, from sediment record of the Lake Medvedevskoe. The 13th International Paleolimnology Symposium. Lanzhou, China, MO: Lanzhou University, 2015. pp. 169-170.

Szeroczyńska K., Sarmaja-Korjonen K. Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. Friends of the Lower Vistula Society, 2007. 84 p.

**ЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОПОЧВ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ
ГОЛОЦЕНА ДЛЯ РАЗВИТИЯ ТЕОРИИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ (Памяти А.А. Величко)**

И.В. Иванов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино
Московской области, Россия, ivanov-v-28@mail.ru

**IMPORTANCE OF PALEOSOIL AND BURIED HOLOCENE SOIL RESEARCH FOR
THE DEVELOPMENT OF THE FUNDAMENTALS OF PEDOLOGY
(IN MEMORY OF A.A.VELICHKO)**

I.V. Ivanov

Institute of Physikochemical and Biological Problems in Soil Science of the RAS,
Pushchino, Russia

Современная теория почвоведения основана преимущественно на обобщении опыта исследований дневных почв и современного почвенного покрова как объектов природы и хозяйственной деятельности. Известно также, что существует мир палеопочв, в разной степени сохранившихся в геологических слоях, невероятно разнообразный по давности, возрасту, условиям формирования и относительно слабо изученный. Поставим вопрос: что нового можно ожидать для развития теории почвоведения от изучения палеопочв плейстоцена, более ранних геологических периодов и погребенных голоценовых почв?

При изучении палеопочв и погребенных почв появляется возможность исследовать полные циклы развития почвенных тел и почвенных покровов от начала до завершения, выяснять стадии и реальную длительность почвообразования, конкретные и средние скорости почвенных процессов различной иерархии. Почвоведение становится *историческим, эволюционным*. Условия почвообразования в прошлые геологические эпохи существенно отличались от современных. Возникла проблема изучения *новых связей между почвами в целом, их отдельными свойствами и параметрами природной среды прошлых эпох*. Растет индикаторная роль почв. Рассмотрим некоторые из возникающих вопросов.

Возраст почвенных тел и длительность почвообразования. Решение вопросов о *связи почв со средой и о роли времени в почвообразовании* тесно связаны. Роль времени в почвообразовании включает в себе непосредственную длительность воздействия и качество времени в виде заполнения его различными условиями.

1. Необходимо различать почвообразование в пределах некоторого *постоянного объема породы (почвенной массы)*, при отсутствии или при ничтожной величине поверхностного сноса (эрозии). Потенциалы почвообразования и выветривания при этом проявляются полностью или частично, в зависимости от длительности во времени (чисто временные стадии почвообразования и выветривания). Ситуация соответствует модели *нормального* тренда почвообразования по В.О. Таргульяну (1982). Модель в природе, вероятно, встречается не часто, но, она полезна для общего понимания явлений и роли времени.

2. Почвообразование происходит также в *изменяющемся объеме породы (почвенной массы)*. Он уменьшается - при денудационном тренде, увеличивается - при аккумулятивном тренде. Потенциал почвообразования и выветривания реализуется частично. Целесообразно введение понятий *полупериода денудации почв и полупериода роста почв вверх* за счет аккумуляции наносов. Полупериод денудации почв, полупериод роста почв вверх – время, за которое объём сферы почвообразования уменьшается или увеличивается вдвое.

3. Почвообразование в условиях механического перемешивания массы в сфере почвообразования (растрескивание и засыпание при промерзании-оттаивании, увлажнении-иссушении, в результате роющей деятельности животных – землероев, дождевых червей, насекомых и др. - *турбационный тренд* почвообразования. Почвенный профиль

омолаживается, выветривание пород и минералов ускоряется, почвенная масса растрескивается или происходит её биогенное оструктуривание.

4. Почвообразование на медленно сползающих или слабо текучих породах (крип, солифлюкция). Ярким проявлением крипа служат изгибы «языков»-клиньев вдоль склона, возникающие вследствие большей скорости «течения» верхнего слоя по сравнению с нижним.

5. Длительность биоклиматических сменяющихся циклов, во время которых формируются почвы определенных генетических типов, может быть большей, чем длительность существования индивидуальных почвенных тел. Возникает *времена-длительность формирования почвенных общностей (типов) или характерное время почвообразования*, например, черноземных или других почв. Согласование времен существования почвенных тел и почвенных типов возможно при сопряженном исследовании отдельных почвенных объектов (педонов, полипедонов), почвенного покрова и рельефа.

Рассмотрим возможное соотношение времени длительности формирования (существования) (T) почвенных тел (T тел) и почвенных типов (T типов): а) T почвенного тела *равно* T типа почвообразования. Имеет место при нормальном тренде, когда после завершения формирования зрелого профиля изменяются биоклиматические условия почвообразования. б) T почвенного тела *больше* T типов почвообразования – одно почвообразование накладывается на другое в пределах одной почвенной массы. Наложение почвообразования (Таргульян, Александровский). В почвах встречаются педореликты разного возраста и литореликты. в) T почвенного тела *меньше* T типа почвообразования – почвы одного типа продолжают формироваться на срезающихся денудацией почвах-породах или на растущих вверх почвах-породах. Денудационный тренд.

Изменения почв после погребения. Погребение дневных почв различными наносами сильно изменяет условия существования почв и их свойства. Прекращается непосредственный контакт с атмосферой, с наземной растительностью, животными, изменяется состав и характер деятельности микроорганизмов. Коренным образом изменяется обмен веществ в системе почва-среда. В зависимости от длительности и условий нахождения в погребенном состоянии *погребенные почвы могут очень сильно отличаться от своего исходного состояния*. Изменения свойств почв после погребения по аналогии с идеей о преобразовании осадков в водной среде (Н.М. Страхов и другие) получили по предложению И.П. Герасимова наименование *диагенеза почв*.

Термина «диагенез» недостаточно для отражения *всех* изменений почв после погребения. Его целесообразно сохранить для первой стадии изменений погребенных почв, когда сохраняется их внешний вид, они, как правило, остаются рыхлыми, без окаменения, у них четко выявляются генетические горизонты, в основном сохраняются химические, частично физические свойства, во многих случаях их диагенетические изменения могут быть теоретически «отделены» от первичных свойств.

В зависимости от условий погребения (подземные воды, увеличение глубины погружения, давления и температур) погребенные почвы претерпевают *метасоматоз*. Он заключается в избирательном замещении структурных элементов и химических соединений почв, служащими матрицами, на содержащиеся в подземных растворах соединения кремния, железа и марганца и других химических элементов. При этом могут сохраняться элементы исходной морфологии почв и, особенно, их микростроения. Иллюстрацией крайнего выражения процесса метасоматоза могут служить окаменелые стволы деревьев, химический состав которых изменяется коренным образом при сохранении структуры бывших растительных тканей.

Изменения содержания и состава гумуса погребенных почв в зависимости от длительности и условий погребения. Гумус (С орг) – практически единственный компонент почвы, уменьшение содержания которого в зависимости от длительности погребения поддается изучению (Иванов..., 2009; Эволюция почв..., 2015, с.116).

Уменьшение содержания С орг за первые 5000 лет в слое 0-30 см исследовалось в черноземах, погребенных под курганами (по опубликованным данным многих авторов). Определялась доля С орг в погребенных почвах в % от фоновых черноземов современных (т.е. содержание С орг в современных черноземах принималась за 100%). Сделаны допущения: а) содержание С орг в современных целинных черноземах и в исходных черноземах, которые погребались, находилось в пределах, свойственных гумус-аккумулятивным почвам (до 7-8%); б) между содержанием С орг в исходном и в погребенном состоянии существует прямая пропорциональная зависимость; в) оценка содержания С орг в погребенных почвах в долях от С орг в современных почвах существенно нивелирует локально-региональные различия содержаний С орг между почвами. Среднее содержание С орг в слое 0-30 см = 3,9% от почвы (n – около 1000 разрезов, колебания в пределах двух средних квартилей Q2-Q3 = 3,0-4,3%) было принято за *кларк С орг черноземов, как типа почв*. Было определено, что средние доли содержания С орг в черноземах через 300 лет погребения равно 70% от исходного (n=20), через 1700 лет - 50% от исходного, через 4 т.л. - 37% от исходного (n=100) и т.д.(таблица).

Таблица

Погребение, длительность, лет	0 лет	300 лет	0,8 т.л.	1,7 т.л.	2,2 т.л.	4,2 т.л.	5,7 т.л.	17 т.л.	50 т.л.	100 т.л.	200- 800 т.л.
Сорг, % от исходного	100	70	63	50	45	35	31	20	14,3	7,7	7,7

Уменьшение содержания С орг за время погребения от 10 000 до 800 000 лет изучалось на примере черноземов, заключенных в лессах (n=107), в слое 0-20/30 см от поверхности погребенной почвы (использованы опубликованные данные многих авторов). Определялась доля содержания С орг в погребенном черноземе (% от массы почвы) от кларка С орг чернозема в том же слое (3,9% от почвы). Кларк чернозема в этом случае принимается за 100%, а доли содержания С орг в погребенном черноземе от кларка чернозема свидетельствуют о потерях гумуса в погребенном состоянии (таблица). Среднее содержание С орг в черноземах, погребенных около 50 000 лет (в интервале 25-100 т.л.н., n=57), равно 0,56 % от почвы или ~ 14,3% от кларка (от исходного состояния). Среднее содержание С орг в черноземах, погребенных в интервале времени 200 000-800 000 лет назад (в среднем на протяжении 500 000 лет) (n=53), равно 0,30% от почвы, или 7,7% от кларка, как от исходного содержания и составляет 1/13 от него. При включении в выборку погребенных почв они считались черноземами, если гумусовый горизонт имел мощность 20-30 см и более, темный (черный, темно-серый, серый) цвет и гуматный состав гумуса (Сгк:Сфк > 1).

Эти материалы могут быть использованы для ориентировочной оценки исходного содержания С орг в погребенных черноземах и каштановых почвах. Кроме того, существенное отличие (увеличение или уменьшение) доли гумуса в погребенных почвах известного возраста от данных таблицы означает, что исходное его содержание в них было больше или меньше, чем у кларка черноземов. Например, среднее содержание Сорг в крутицкой почве (n=18) (Морозова, 1981 и др.) с давностью погребения около 100 тыс. лет назад составило 0,6% от массы почвы, т.е. вдвое больше, чем должно было остаться в почве согласно таблице. В крутицкой почве исходно могло содержаться ~7,8% С орг – количество, близкое к максимальному для гумус-аккумулятивных почв.

Изучение изменений содержания и состава гумуса у погребенных черноземов позволило различать следующие формы гумуса почв в биосфере (Иванов и др., 2009). 1) *Гумус «живой», обновляемый* - целинных и пахотных черноземов, и погребенных черноземов на протяжении первых 300 лет погребения. 2) *«Фоссильный» гумус* погребенных черноземов – его содержание на протяжении 300 лет – 100 000 лет уменьшается от 70 до 7,7% от исходного. 3) *«Остаточный» биоинертный гумус* с относительно стабильным

содержанием (С орг - 0,3% от почвы, 7,7% от исходного содержания до погребения). Существует на протяжении интервала от 100 тысяч лет до 1 миллиона лет и более (возможно до первых сотен миллионов лет), если не подвергается воздействию высоких температур (более 100-200°) и давлений. 4) *Ископаемое органическое вещество*, включая гумус, – органическое вещество, подвергавшееся глубинному метаморфизму.

Исследование палеопочв. Обзор изучения палеопочв различных геологических эпох содержится в труде А.О. Макеева (2015). Палеопочвы формировались в условиях, существенно отличавшихся от современных по составу атмосферы и гидротермическим параметрам. Известно, что средние температуры у поверхности Земли в фанерозое превышали современные на +10 - +15° и даже на +35-40°. Содержание O₂ в атмосфере изменялось от 0,1 до 1,5 от современного, CO₂ в отдельные эпохи было выше современного в 10 и более раз (Будыко..., 1985). В прошлом наблюдались сочетания тепла, влаги, освещенности, растительных формаций и зооценозов, отсутствующие в настоящее время. Примером может служить субтропический климат с сезонами полярного дня и ночи в полярных областях с листопадной древесной растительностью. Такой климат С.В. Мейен называл «вымершим». Особым был и биологический круговорот веществ в этих экосистемах.

При исследовании мезозойских и палеозойских почв снижается роль изучения макроморфологии почвенных горизонтов, резко возрастает значение признаков корневых систем и деятельности животных, которые сохраняются в почвах путем их метасоматического замещения устойчивыми соединениями кремния, железа, карбонатов. Важными признаками палеопочв служат микростроение и тонкие особенности минералогического состава. Память почв рассматривается как составная часть породной или осадочной памяти. Она – интегрирует события, записывает самые главные из них, нивелирует частные, случайные события (Память почв, 2008).

Многие исследователи считают, что в прошлые геологические эпохи, начиная с протерозоя, по-видимому, отсутствовали почвы, принципиально отличавшиеся от современных почв. Исключением могут служить Зеленые глины (green clays, Серии Pronto.2,45 млрд. л. н.) – глинистые палеопочвы с высоким содержанием Fe²⁺, богатые алюминием и бедные основаниями, формировавшиеся при относительно невысоких концентрациях O₂ в атмосфере. В них встречается минерал рабдофан, отсутствующий в более молодых отложениях и содержащий устойчивые восстановленные формы церия (Ce₃) (А.О.Макеев, 2015).

Палеопочвы плейстоцена активно изучались А.А. Величко и Т.Д. Морозовой. (Величко, 2012; Морозова, 1981). Исследованы лессово-почвенные формации плейстоцена Восточной Европы. Выявлены новые палеопочвы, особенности почвенного покрова Восточно-Европейской равнины в плейстоцене, открыты феномены гиперзональности ледниковых эпох и палеокриогенного микрорельефа. Палеопочвы служат стратиграфическими реперами, используются для реконструкции условий природной среды прошлых эпох, для прогноза её предстоящих изменений (Величко, 2012; Морозова, 1981; Веклич ..., 1979; Глушанкова, 2008).

Изучение эволюции почв в голоцене. Итоги изучения эволюции почв в голоцене подведены в книге «Эволюция почв и почвенного покрова..., 2015), соавтором которой является А.А. Величко. Открыты погребенные подзолы в тундровой зоне, своеобразные почвы ледово-лессовых комплексов «едом», почвы со вторыми гумусовыми горизонтами в тайге и в лесостепи, мерзлые торфа как показатели бывшего более теплого климата, палеогидроморфные почвы в пустыне Кызыл-Кум льяляканского плювиала. Выявлены палеокриогенные черты у почв на лёссах, палеомерзлотный блоково-полигональный микрорельеф, их последствие на современное почвообразование в средней и южной тайге, степи и лесостепи (Величко и др., 1996; Алифанов и др., 2010). Установлено, что эволюция черноземов Восточно-Европейской равнины на лёссах и лёссовидных породах на протяжении голоцена заключалась в увеличении мощности гумусового горизонта (A1+AB)

примерно вдвое по сравнению с современной, в колебательном уменьшении глубины залегания солевых (карбонатного и гипсового) горизонтов, варьировании степени солонцеватости почв. Эволюция почв сухих степей (каштановых) заключалась в колебании содержания гумуса в верхнем горизонте, степени солонцеватости и глубины залегания солевых горизонтов. В аридных почвах глинистых недренированных равнин обнаружены признаки палеогидроморфизма, для песчаных почв характерна прерывисто-дефляционная эволюция. Изученность эволюции почв Восточно-Европейской равнины можно считать высокой, а вклад А.А. Величко и руководимого им коллектива в неё - очень значительным.

Исследования палеопочв различных эпох ставят вопрос о разработке новой *всеобщей классификации почв*, которая включала бы все почвы как древние, так и современные.

Список литературы:

- Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 232 с.
- Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Русской равнины. М.;ГЕОС, 2010. 158 с.
- Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.:Гидрометеиздат, 1985, 208 с.
- Веклич М.Ф., Матвишина Ж.Н., В.В. Медведев В.В., Сиренко Н.А., Федоров К.Н. Методика палеопедологических исследований. Киев: Наукова думка, 1979. 272 с.
- Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Особенности палеогеографического подхода при изучении современных и ископаемых почв. //Изучение и освоение природной среды. М. 1976. С. 108-122.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. и др. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
- Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития. М.; МГУ, 1990. 229 с.
- Н.И. Глушанкова. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Москва-Смоленск: Маджента, 2008. 348 с.
- Иванов И.В., Табанакова Е.Д. Изменение мощности гумусового горизонта и эволюция черноземов Восточной Европы в голоцене (механизмы, причины, закономерности)// Почвоведение 2003, №9. С.1029–1042.
- Иванов И.В., Песочина Л.С., Семенов В.М. Биоминерализация органического вещества в современных целинных, пахотных, погребенных и ископаемых черноземах// Почвоведение, 2009, №6. С.1192-1202
- Иноземцев С.А., Таргульян В.О. Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.; ГЕОС, 2010. 188 с.
- Караваева Н.А. Заболачивание и эволюция почв. М.: Наука, 1982. 296 с.
- Макеев А.О. Почвы в геологической истории Земли / Эволюция почв и почвенного покрова...М.: ГЕОС, 2015. С. 253-321.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981, 282 с.
- Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. Отв. ред. В.О.Таргульян, С.В.Горячкин. М.: URSS, 2008. 692 с.
- Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент// Изучение и освоение природной среды. М. 1976. С. 150-164
- Соколов И.А., Караваева Н.А., Александровский А.Л., Иванов И.В. Эволюция почв: понятия и термины (Опыт разработки) // Эволюция и возраст почв СССР. Пущино: 1986. С.5-22.
- Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы) //История биогеоценозов СССР в голоцене. М.; Наука, 1976.С. 57-78.
- Таргульян В.О. Развитие почв во времени //Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1982 . С. 108-113.
- Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. Отв. ред. В.Н.Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. 924 с.

ЭКОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРАМИНИФЕРОВЫХ СООБЩЕСТВ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОГО ЗАЛИВА

Е.Д. Иванова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,
ivanova@tig.dvo.ru

ECOSTRUCTURAL FEATURES OF FORAMINIFERAL COMMUNITIES IN THE HOLOCENE SEDIMENTS OF EAST KOREAN BAY

Ye.D. Ivanova

Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok, Russia

Материалом для микрофаунистических исследований послужили керны колонок донных отложений, отобранных вдоль русел затопленных древних долин в прибрежной части шельфа Восточно-Корейского залива. Затопленные в ходе гляциоэвстатического повышения уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене палеодолины являются продолжением рек Сончхонган и Кымджинган (на севере залива), Йонхынган и Намдэчхон (на юге залива) (рис.1).

Осадконакопление в средней и внутренней частях шельфа (в местах расположения погребенных палеодолин) происходит обычно до глубин 25-30 м, иногда до 40-60 м, в зависимости от динамики водных масс (Марков и др., 2008). С целью выявления условий формирования осадка в данном районе и их связи с палеоклиматическими событиями в

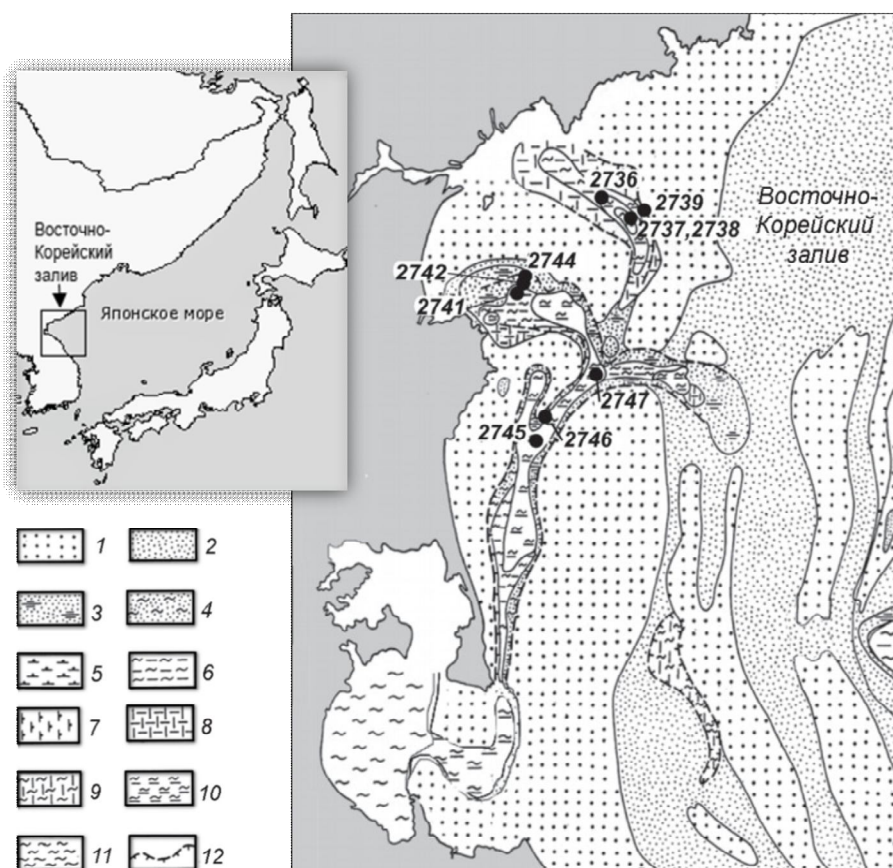


Рис. 1 – Карта расположения станций и состава донных осадков Восточно-Корейского залива (Марков и др., 2008)

1-11 - гранулометрические типы и подтипы осадков: 1 - псаммиты крупно-среднезернистые, 2 - псаммиты мелкозернистые, 3 - псаммиты алевритовые, 4 - псаммиты пелитовые, 5 - алевриты псаммитовые, 6 - алевриты пелитовые, 7 - миктиты псаммитовые, 8 - миктиты алевритовые, 9 - миктиты пелитовые, 10 - пелиты алевритовые, 11 - пелиты, 12 - контуры затопленных речных долин (палеодолин).

течение голоценового времени анализировались образцы из 12 колонок, отобранных гидростатическим пробоотборником. В основу интерпретации микропалеонтологических данных были положены результаты изучения наиболее показательных колонок 2737, 2738, 2741, 2743, 2745, 2746 и 2747, расположенных в палеодолинах на глубинах от 29 до 47 метров. Выделенные в них фораминиферовые комплексы представлены, в основном, известковистыми формами хорошей сохранности. Результаты исследований, а также полученные ранее радиоуглеродные даты (^{14}C) (Марков, Боцул, 2003), позволили расчленить голоценовые отложения на 5 горизонтов: пребореал, бореал, атлантик, суббореал и нерасчлененные субатлантик-современные, соответствующих хронологической схеме Блитта-Сернандера (Хотинский, 1969) (табл.1).

Таблица 1. Данные результатов определения абсолютного возраста по ^{14}C (YBP-лет тому назад).

Станции	Интервал (см)	Лабораторный номер	Абс. возраст (YBP)
2737	30-40	ГИН-13281	1140 ± 60
2742	50-70	ГИН-13282	7000 ± 110
2743	20-40	ГИН-13283	5500 ± 110
2743	60-80	ГИН-13284	6570 ± 110
2743	90-100	ГИН-13285	6750 ± 130
2747	35-42	ГИН-13286	4440 ± 110
2747	120-130	ГИН-13287	7750 ± 110

Пребореальные отложения (10300-9100 лет назад) были вскрыты на ст. 2747 (инт. 275-183 см) на изобате 47 м. Конфигурация береговой линии Корейского залива резко отличается от современной. На месте палеодолины р. Намдэчхон находился почти полностью закрытый залив, накопление осадков в котором шло в основном за счет материала, выносимого рекой (Марков и др., 2008). Таксономический состав комплекса БФ в интервале представлен 5 видами, ведущим из которых является *Nonionella pulchella* Hada (до 90%). Процентное содержание остальных видов (*Buccella frigida* Cushman, *Buccella granulata* (Lautenschleger), *Criboelphidium asterineum* Troitskaja, *Retroelphidium subgranulosum* (Asano) едва достигает 5%. В подошве интервала отмечены единичные *Cr. asterineum*, *N. pulchella*, *R. subgranulosum*. Обедненный состав комплекса показывает, что формирование осадков проходило в нестабильных условиях опресненных мелководий при температурном режиме несколько ниже современного. Причиной таких условий, очевидно, стал низкий уровень Японского моря в это время (35-36 м ниже современного) (Троицкая, 1974).

Бореальные отложения формировались 9100-8000 лет назад. После краткой фазы похолодания, пришедшейся на рубеж пребореального и бореального периодов (около 9300 лет назад), происходит потепление климата, обусловившее дальнейший подъем уровня моря до отметки 25 м ниже современного. Конфигурация береговой линии Восточно-Корейского залива в это время заметно изменилась, на месте палеодолин рек образовались открытые заливы (Деркачев и др., 1993). Бореальные отложения вскрыты на станциях 2747 (инт. 183-135см), 2745 (инт. 275-190 см), 2738 (инт. 90-70 см) и 2737 (инт. 160-130 см). В составе комплексов БФ на ст. 2747 доминируют виды *N. pulchella* и *Buliminella elegantissima* (d'Orbigny), субдоминантную группу составляют практически все ранее встреченные виды. На этом отрезке разреза выделяется инт.150-160см, где встречено только два единичных вида *N. pulchella* и *Criboelphidium goesi cognatum* Polovova. Бореальные слои на ст. 2745 имеют большую мощность и представлены более разнообразной микрофауной. В нижней части отложений отмечаются только единичные обломки фораминифер. Начиная с инт.240-250 см и до инт.210-215 см общее число встреченной микрофауны увеличивается, но комплексы представлены только тремя видами (*B. elegantissima*, *B. frigida*, *N. pulchella*). На фоне всего разреза выделяется инт. 240-250 см, в котором отмечается резкое увеличение фораминиферового числа и видового разнообразия. Наиболее обилен вид *B. elegantissima*,

занимающий доминирующее положение в комплексе, субдоминантную группу, кроме ранее встреченных видов, представляют *N. pulchella*, *B. frigida*, *Cribrononion incertus* (Williamson), *B. granulata*. Отмечено появление единичного вида *Lagena gracilis* Williamson, обычного для условий внешнего шельфа и континентального склона. Выше по разрезу структура комплексов БФ фактически не меняется, однако, общая численность раковин в осадке значительно снижается. Бореальный комплекс в колонке 2738 сходен с предыдущими колонками по таксономическому составу, но доминантом здесь становится *C. asterineum*, что, вероятно, связано с более мелководным расположением станции. Таким образом, изменение климатической обстановки в бореальное время (потепление с кратковременным похолоданием) и общий подъем уровня моря обусловили особенности формирования выделенных комплексов.

Атлантические отложения формировались около 8000-5000 лет назад. Они составляют преобладающую часть разрезов в затопленных долинах устьев рек, в заливах прибрежной части шельфа и в палеодолинах внутренней и средней частей шельфа Восточно-Корейского залива. Атлантическое время характеризуется дальнейшим потеплением климата и продолжающейся трансгрессией Японского моря, соответствующей климатическому максимуму (оптимум голоцена) в послеледниковое время. В это время происходит формирование современного облика Восточно-Корейского залива. Прибрежная равнинная часть залива частично оказывается под водой, а в ингрессионных лагунах рек формируются морские и лагунные отложения, кровля которых нередко обнажается в виде морских террас, что свидетельствует о положении уровня моря несколько выше современного (Марков и др., 2008). Атлантические комплексы БФ выделены во всех изученных колонках, характеризуясь сходными количественными параметрами. Следует отметить, что атлантические и бореальные комплексы по доминантности видов очень сходны. Ведущими являются *B. elegantissima* и *N. pulchella*, тяготеющими к более глубоководным условиям открытых заливов и бухт, с относительно высокими летними придонными температурами. Состав акцессорной группы включает *Cribroelphidium etigoense* (Husezima et Maruhasi), *B. granulata*, *Cr. goesi cognatum*, а также единичные экземпляры холодноводного *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), характерного для условий открытого шельфа. Резкое увеличение общей численности раковин и количества встреченных видов в комплексах свидетельствует о формировании осадков в условиях постепенного повышения уровня моря с одновременным увеличением температурного режима придонных вод. На увеличение глубины в это время указывает также и появление единичных представителей планктонных фораминифер.

Отложения **суббореального времени** формировались 5000-2500 лет назад. Уровень моря продолжает постепенно повышаться. Климат в этот период был холоднее и суше по сравнению с атлантическим, но теплее, чем в настоящее время. Выделенные в этих слоях комплексы БФ, характеризуются высоким обилием раковин, однако, видовое разнообразие ниже, чем в атлантических отложениях. Доминантным видом является *N. pulchella*, относительное содержание которого достигает 70%, в акцессорную группу входят *B. elegantissima*, *B. frigida*, *B. granulata*, *Cr. goesi cognatum*. На рубеже суббореала и субатлантики отмечается похолодание климата и регрессия моря (Марков и др., 1988), что хорошо фиксируется резким уменьшением содержания БФ вплоть до их полного исчезновения в некоторых интервалах. Отмечены единичные экземпляры *N. pulchella*, встречены обломки раковины вида *Elphidiella oregonense recens* (Stschedrina), относящегося к так называемым «большим фораминиферам» и встречающийся на небольших глубинах (Волошинова и др., 1970).

Нерасчлененные **субатлантические и современные отложения (2500 лет назад и до ныне)** вскрыты почти во всех колонках и имеют разную мощность (от 20 до 80 см). В начале этого времени уровень моря был на 3-5 метров выше современного, а затем постепенно снизился до настоящего уровня, и очертания побережья Восточно-Корейского залива приобрели современный облик. Температурный режим поверхностных вод, а также циркуляция и векторы течений в этой части Японского моря приближены к современным.

Наблюдается ослабление летнего муссона и увеличение контрастности температур по сравнению с зимним муссоном (Марков и др., 2008). Микропалеонтологические исследования осадков показали сходность структуры и состава комплексов в разрезах как по доминантным видам, где преобладают *Egerella advena* Cushman и *N. pulchella*, так и по аксессуарной группе, представленной немногочисленными видами *B. elegantissima*, *B. frigida*, *Buccella depressa* Andersen.

Микропалеонтологические исследования голоценовых осадков в палеодолинах на шельфе Восточно-Корейского залива позволили определить экоструктурные особенности фораминиферовых комплексов и установить условия их формирования в ходе голоценового седиментогенеза.

Список литературы:

Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Марков Ю.Д., Уткин И.В., Николаева Н.А., Боцул А.И., Хан Чун Себ. Строение и состав четвертичных отложений // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. – Владивосток, Изд-во Дальнаука РАН, – 1993. – 211 с.

Волошинова Н.А., Леоненко Л.С. Палеоэкология фораминифер и их значение для стратиграфии и выяснения условий образования осадков // Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. – Новосибирск, Изд-во Наука, – 1973. – С. 7-44.

Марков Ю.Д., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. и др. Литолого-фациальный состав и стратиграфия позднечетвертичных отложений юго-западного шельфа Японского моря // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. – Владивосток, Изд-во Дальнаука РАН, – 1988. – С. 109-121.

Марков Ю.Д., Боцул А.И. Позднечетвертичные отложения Восточно-Корейского залива (Японское море) // Тихоокеанская геология, – 2003. – Том 22, – № 5. – С. 39-50.

Марков Ю.Д., Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Уткин И.В., Боцул А.И., Пушкарь В.С., Иванова Е.Д., Евстигнеева Т.А., Евсеев Г.А. Осадки затопленных долин шельфа Восточно-Корейского залива – индикаторы палеогеографических условий голоцена // Тихоокеанская геология, – 2008. – Том 27, – № 3. – С. 74-92.

Троицкая Т.С. Миграционная последовательность комплексов бентосных фораминифер в голоценовых осадках Амурского залива (Японское море). – В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. – Новосибирск, Изд-во Наука, – 1974. – Вып. 84. – С. 30-40

Хотинский Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология Блитта-Сернандера. – В кн.: Голоцен. – Москва, Изд-во Наука, – 1969. – С. 79-91.

ТИПИЗАЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

И.А.Каревская

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, inessa.karevskaja@yandex.ru

CLASSIFICATION OF PALAEOCLIMATES OF THE RUSSIAN FAR-EAST IN THE PLEISTOCENE (BASED ON PALYNOLOGICAL DATA)

I.A. Karevskaya

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Палеогеографические реконструкции охватывают территорию Российского Дальнего Востока протяжённостью в субмеридиональном направлении с севера на юг более 2000 км – от бассейна верхнего течения рек Колымы и Индигирки до нижнего Приамурья.

В горных условиях дальневосточного региона в основе изучения палеоландшафтов, и в частности палеоклиматов, по палинологическим данным лежит выявление зонального (подзонального) типа палеорастительности по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам. Наиболее репрезентативными для палеоклиматических реконструкций являются хорошо

осреднённые и интегральные аллювиальные и озёрные палиноспектры, отражающие растительность большого региона на зональном уровне.

Современные фитоклиматические условия Дальнего Востока России характеризуются глубокой дифференциацией и разнообразием - от сурового климата арктических и субарктических тундр Чукотки, северных лиственничных редколесий Колымо-Индиго-Ирского среднегорья, северо-таёжных лесов северо-западного Приохотья до относительно мягких условий средней и южной тайги западного и юго-западного Приохотья и до умеренно тёплого муссонного климата южнотаёжных и хвойно-широколиственных лесов нижнего Приамурья и Приморья, а также континентального климата лесостепной зоны умеренного пояса Приханкайской депрессии (Пармузин, 1962; Букс, Байбородин, Тимирбаева, 1977).

Палеогеографические реконструкции по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам на Дальнем Востоке России проводились путём сравнения древних ископаемых спектров с банком данных по субфоссиальным спектрам разных регионов России. Сходство ископаемых и субфоссиальных спектров позволяло принять тот или иной регион в качестве района-аналога для восстановления палеогеографических условий осадконакопления и, в частности, палеоклимата. Применение ареалогического метода при палеоклиматических построениях в горных районах, каковыми является большая часть исследуемой территории, на наш взгляд, приводит к ошибочным выводам из-за пестроты экологических условий, а соответственно и флористического разнообразия, связанных с высотной поясностью. В связи с этим при палеогеографических (палеоклиматических) реконструкциях для каждой выявленной по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам палинозоны подбирались сходные рецентные спорово-пыльцевые спектры из разных регионов Дальнего Востока России. При этом строго учитывался генезис отложений, существенно влияющий на формирование спорово-пыльцевых спектров и их адекватность зональному (или локальному) типу растительности. Наиболее интегральны и осреднены в горных районах аллювиальные спорово-пыльцевые спектры крупных водотоков и спектры озёрных осадков. Многочисленными исследованиями доказано, что именно спорово-пыльцевые спектры отложений аллювиального и озёрного генезиса отражают зональный (подзональный) характер растительности и наиболее перспективны для использования их в целях палеогеографических реконструкций и корреляций (Гричук, Каревская и др., 1973; Каревская, 1999; Каревская и др., 1981; Каревская, 2008).

Реконструкции палеоклиматов неоплейстоцена выполнены для оптимальных условий семи теплых эпох, для пессимумов шести похолоданий, а также для ксеротических и гигротических стадий климатических ритмов. Для выбора района-аналога при реконструкции палеоклиматических условий по ископаемым спектрам были использованы субфоссиальные спорово-пыльцевые спектры из современного аллювия различных физико-географических регионов Дальнего Востока России и Восточной Сибири. К этим регионам относятся следующие: северный и южный варианты гипоарктической тундры Чукотского полуострова (Давидович, 1979; Верховская, 1986, Борисова, 1979); «тундра-степи» на севере Чукотского полуострова и на о. Врангеля (Давидович, Иванов, 1976; Верховская, 1986); крупнокустарниковые тундры Камчатского перешейка и побережья Пенжинской губы (Борисова, 1979); северные лиственничные редколесья Колымо-Индиго-Ирского региона (Каревская, 1972); северная тайга Охото-Кухтуйской депрессии (Каревская, 1979); средняя тайга Лантаро-Немуйской депрессии и южных отрогов Джугджура; южная тайга и смешанные леса нижнего Приамурья, Амуро-Зейской депрессии и бассейна Амгуни (Воскресенский С.С. и др. 1973); степи в сочетании с хвойно-широколиственными и дубовыми лесами Приханкайской равнины (Алёшинская, Шумова, 1978); «холодные березняки и степи Восточного Забайкалья и северной Монголии (Малаева, 1981).

Ниже приводится краткое описание основных типов климата и характерных фитоценозов, существовавших на исследуемой территории в конце эоплейстоцена и в неоплейстоцене.

Континентальный климат (с чертами семигумидного) открытых незалесённых пространств, занятых степными злаково-полынными растительными сообществами на склонах южной экспозиции. В долинах и на защищённых от сильных ветров склонах росли лиственнично-берёзовые, сосновые и темнохвойные леса, богатые в видовом отношении. В наиболее благоприятных местообитаниях в составе древостоя принимали участие такие теплолюбивые и экзотические породы, как кедр корейский, бук, дуб монгольский, ильм, берёзы даурская и пушистая, а также представители семейства ореховых, лоховых, волчегодниковых. Флора – южно-бореальная. Среднемесячные температуры: январь = -16°C – -18°C ; июль = $+20^{\circ}\text{C}$ – $+22^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков не превышает 500 – 600 мм в год. Ближайшие районы-аналоги – юго-западное Приморье, Приханкайская равнина.

Континентальный гумидный климат умеренного пояса территорий, покрытых хвойно – широколиственными формациями и южно-таёжными лиственнично-берёзово-сосновыми лесами с участием широколиственных пород (дуб монгольский, бук, липа амурская, орех манчжурский, ясень, клён, лещина и др.). Отсутствие вечной мерзлоты. Среднемесячные температуры: январь = -22°C – -24°C ; июль = $+20^{\circ}\text{C}$ – $+22^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков составляет 600-700 мм в год. Район-аналог – низкогорья хр. Малый Хинган.

Умеренный гумидный климат (с муссонной составляющей) районов распространения южнотаёжных темнохвойных формаций, состоящих преимущественно из ели аянской с примесью пихты, и смешанных богатых по составу елово-лиственнично-берёзовых лесов с примесью широколиственных пород – дуба, клёна, липы, ильма, ясеня, лещины, жимолости и др. В долинах нередко широколиственные леса из ильма, ясеня, липы. На склонах гор – пояс зарослей кедрового стланика и каменные березняки. На редких островных участках вечной мерзлоты – мари. Среднемесячные температуры: январь = -22°C – -24°C ; июль = $+18^{\circ}\text{C}$ – $+20^{\circ}\text{C}$ ($+22^{\circ}\text{C}$); годовое количество осадков равно 700 – 800 мм в год. Флора – южно-бореальная Удская. Ближайший районы-аналоги – нижнее Приамурье, бассейн р. Амгуни.

Умеренный климат среднетаёжных лиственничных, лиственнично-берёзовых и лиственнично-берёзово-еловых лесов с редким участием наиболее мезофитных широколиственных пород - дубом, ильмом, лещиной, жимолостью. Не сплошная вечная мерзлота с лиственнично-берёзовым маревым комплексом. Среднемесячные температуры: январь = -24°C – -26°C ; июль = $+14^{\circ}\text{C}$ – $+16^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков составляет 600 – 700 мм в год. Флора - северо-бореальная охотская с неморальными элементами. Ближайшими районами-аналогами в настоящее время являются Лантаро-Немуйская депрессия, бассейн реки Уды, материковое побережье Сахалинского залива.

Умеренный климат северотаёжных лиственничных и лиственнично-берёзовых лесов с участием темнохвойных пород. Ольшаники. Мари. Ерники. Сплошная вечная мерзлота. Осоково-сфагновые болота. В горах - пояс зарослей кедрового стланика и ольховника. Среднемесячные температуры: январь = -28°C – -30°C ; июль = $+12^{\circ}\text{C}$ – $+14^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков - 500 – 600 мм в год. Флора - северо-бореальная. Ближайшие современные районы-аналоги располагаются на северо-восточном склоне хребта Джугджур, в Охото-Кухтуйской депрессии.

Резко континентальный климат светлохвойных (из лиственницы Даурской), берёзовых, берёзово-лиственничных, реже – берёзово-лиственнично-еловых лесов, в которых принимали участие представители бореальной широколиственной флоры: дуб, лещина, липа, ильм и др. Островная вечная мерзлота. Среднемесячные температуры: январь = -26°C –

-30°C (-32°C); июль = $+18^{\circ}\text{C}$ – $+20^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков менее 400 мм в год; Ближайшим современным районом-аналогом реконструированных палеоландшафтов является юго-восточное Забайкалье, где в условиях резко континентального климата растут южно-таёжные и мелколиственные леса – «холодные березняки».

Субарктический резко-континентальный климат северных лиственничных редколесий, реже лиственнично-берёзовых лесов. Характерны мари, ерники, кочкарные осоково-сфагновые болота. Широкий пояс зарослей ольховника и кедрового стланика. Горные

тундры. Вдоль русел рек ольшаники. Сплошная вечная мерзлота. Среднемесячные температуры: январь = -32°C – -34°C ; июль = $+12^{\circ}\text{C}$ – $+14^{\circ}\text{C}$ (max - до 35°C); годовое количество осадков составляет около 500 - 600 мм в год. Флора северо-бореальная западно-Приохотская, горно-альпийская. Современными районами-аналогами являются Индигиро-Колымский регион, в частности - Верхне-Колымское нагорье.

Субарктический климат районов распространения крупнокустарниковых тундр (заросли ольховника и кедрового стланика, ерники), осоково-сфагновых болот, горных моховых и лишайниковых тундр. Сплошная вечная мерзлота. Флора южно-гипоарктическая с бореальными элементами. Среднемесячные температуры: январь = -16°C – -20°C ; июль = $+8^{\circ}\text{C}$ – $+10^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков составляет около 500- 600 мм в год; избыточное увлажнение. Ближайшими современными районами-аналогами являются Камчатский перешеек и побережье Пенжинской губы

Климат арктических тундр. Доминируют ивнячково-осоково-гипномоховые пушицевые и осоково-сфагновые сообщества, реже - травяно-кустарничково-сфагновые группировки с зарослями из берёзы тощей. Горные тундры; вечная мерзлота. Среднемесячные температуры: январь = -20°C – -24°C ; июль = $+6^{\circ}\text{C}$ – $+8^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков менее 300 - 400 мм в год; избыточное увлажнение. Флора - северо-гипоарктическая. Районы-аналоги расположены на востоке Чукотского полуострова, в бассейне нижнего течения рек Колымы и Индигирки.

Резко континентальный климат арктических тундро-степей с криоксерофитными растительными группировками из плаунка сибирского, полынно- злакового разнотравья, папоротников - щитовников и кочедыжниковых, приуроченных к щебнистым склонам. Горные тундры; вечная мерзлота. Среднемесячные температуры: январь = -28°C – -30°C ; июль = $+4^{\circ}\text{C}$ – $+8^{\circ}\text{C}$; годовое количество осадков менее 250 - 300 мм в год. Флора - северо-гипоарктическая, горно-альпийская. В настоящее время аналоги древних тундро-степей сохранились в северо-восточной Чукотке в бассейне реки Амгуэмы, берущей начало с Чукотского нагорья.

Все перечисленные палеоландшафты и типы климатов неоплейстоцена имеют современные аналоги в основном в пределах Дальневосточного региона - от Чукотского полуострова до южного Приморья и Ханкайской депрессии. Следовательно, климатические изменения (в том числе и в пределах каждого климатического ритма) происходили в рамках современной амплитуды климатов Российского Дальнего Востока.

Исключением из этого ряда является резко континентальный климат светлохвойных и берёзово-лиственничных лесов (район-аналог – Восточное Забайкалье). Подобные ландшафты характерны для эпох потепления во второй половине раннего и второй половине среднего неоплейстоцена. Они были связаны с заметной континентализацией климата, прослеживающейся по всему Дальневосточному региону в результате, по-видимому, уменьшения роли муссонной составляющей среди климатообразующих факторов.

Семигумидный климат в пределах умеренного климатического пояса реконструирован только для самого конца эоплейстоцена. В это время северная часть исследуемой территории вплоть до верховьев рек Колымы и Индигирки находилась под влиянием относительно тёплого гумидного климата. Южнее среднего течения р. Май на фоне резкой континентализации и, вероятно, некоторой аридизации климата, происходило вытеснение южно-таёжных и хвойно-широколиственных формаций степными сообществами с выраженными признаками ксерофитизации.

Максимальное простираие субарктики на юг происходило в холодные эпохи позднего неоплейстоцена - до южных отрогов хребта Джугджур и нижнего Приамурья. В это же время севернее Охото-Кухтуйской депрессии господствовала тундровая зона арктического пояса.

Климаты типичных арктических тундр и «тундро-степей» в пределах исследуемой территории наиболее выражены были только во второй половине холодных эпох позднего неоплейстоцена (криоксеротические стадии климатических ритмов) и имели место лишь в

районах, лежащих к северу от Охото-Кухтуйской депрессии – в северо-западном Приохотье и в Индигиро-Колымском среднегорье.

Список литературы:

Алёшинская З.В., Шумова Г.М. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры Приханкайской равнины. // Палинологические исследования на Дальнем Востоке. - Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, - 1978,- С. 60 – 67.

Борисова З.К. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений бассейна реки Пенжина // Палинологические исследования на Северо-востоке СССР. – Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, - 1979,- С. 74 - 80.

Букс И.И., Байбородин В.Н., Тимирбаева Л.С. Корреляционная эколого-фитоценотическая карта мас-ба 1:750 000.- Иркутск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР,- 1977.

Верховская Н.Б. Плейстоцен Чукотки. – Владивосток, Изд-во АН СССР, -1986,- 51-52. с.

Гричук М.П., Каревская И.А., Карташова Г.Г., Малаева Е.М., Махова Ю.В. Состав пыльцы и спор в различных современных осадках Вост. Сибири и Д. Востока СССР // Методические вопросы палинологии. Мат-лы 111 Международной палинологической конференции. – М, Изд-во «Наука», - 1973, - С. 77-82.

Давидович Т. Д. Современные спорово-пыльцевые спектры восточного и южного побережья Чукотского полуострова. // Палинологические исследования на Северо-востоке СССР. – Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР,- 1979,- С. 74-81.

Давидович Т.Д., Иванов В.Ф. Климат прибрежных районов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене // Геокриологические условия формирования верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений на Сев.-Востоке СССР.- Магадан, Изд-во СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР, - 1976,- С. 22-23.

Каревская И.А. История развития растительности плейстоцена верховий р. Колымы в связи с проблемами палеогеоморфологии. Автореф. дис. канд. геогр. наук.- М, Изд-во МГУ,- 1972,- 27 стр.

Каревская И.А. Характеристика современных спорово-пыльцевых спектров отложений различного генезиса в низовьях рек Кухтуя, Урак и Охота. // Палинологические исследования на Сев. Востоке СССР.- Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, - 1979.- С. 87-90.

Каревская И.А., Давидович Т.Д., Гвоздева И.Г. Сравнительный анализ субфоссильных спорово-пыльцевых спектров из морских и аллювиальных отложений Д. Востока // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфол. исслед.- М, Изд-во Изд-во МГУ,- 1981,- С. 17-24.

Каревская И.А. Спорово-пыльцевой анализ при палеогеографических и геоморфологических исследованиях. Учебное пособие.- М, Изд-во МГУ, -1999, -113 с.

Каревская И.А. Зональная типизация субфоссильных спорово-пыльцевых спектров, как основа для реконструкции палеоландшафтов неоплейстоцена на Дальнем Востоке России. // Мат. XI1 междунар. палинологической конф. «Палинология: стратиграфия и геоэкология».- Санкт-Петербург, - Изд-во ВНИГРИ, - 2008. С.

Воскресенский С.С., Махова Ю.В. и др. Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорий Малого Хингана. Часть 1.- М, Изд-во МГУ, - 1973,- 138 с.

Малаева Е.М. Сравнительный анализ пыльцевых спектров современного аллювия рек Восточного Забайкалья. // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. - М, Изд-во МГУ,- 1981,- С. 4-16.

Пармузин Ю.П. Природные границы советского Дальнего Востока. // Вопросы природного районирования советского Дальнего Востока в связи с районной планировкой. - М, Изд-во МГУ, - 1962, - С. 12-19.

ОТРАЖЕНИЕ КРИОГЕНЕЗА В СОСТАВЕ И МИКРОСТРОЕНИИ ЛЕССОВ В РАЗРЕЗЕ СРЕДНЯЯ АХТУБА

В.Н. Конищев¹, Р.Н. Курбанов^{1,6}, А.Н. Курчатова⁴, В.В. Рогов^{1,2,3}, И.Д. Стрелецкая¹,
Н.А.Таратунина⁵, Т.А.Янина¹

¹Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет; Москва, Россия, vkonish@mail.ru

²Институт криосферы Земли СО РАН; Тюмень, Россия, rogovvic@mail.ru

³Тюменский государственный университет

⁴Тюменский государственный нефтегазовый университет, kanni@mail.ru

⁵Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет; Москва, Россия, taratuninana@gmail.com

⁶Институт географии РАН, Москва, Россия

IMPRINTS OF CRYOGENIC IMPACT IN THE COMPOSITION
AND MICROSTRUCTURE OF LOESS IN THE MIDDLE AKHTUBA SECTION
V.N.Konishchev¹, R.N.Kurbanov^{1,6}, A.N. Kurchatova⁴, V.V. Rogov^{1,2,3}, I.D.Streletskaia¹,
N.A.Taratunina⁵, T.A.Yanina¹

¹Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography

²Earth Cryosphere Institute, SB RAS

³Tyumen State University

⁴Tyumen State Oil and Gas University

⁵Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology

⁶Institute of Geography RAS, Russia

Введение

В пределах плейстоценовой перигляциальной зоны широко развиты лёссово-почвенные формации, представляющие собой чередование горизонтов лёссов и погребенных почв. Большинство исследователей считает, что в структуре лёссово-почвенных формаций зафиксированы циклические колебания климата в плейстоцене: в теплые межледниковые и межстадиальные эпохи преобладало биогенное осадконакопление и формировались почвы; в холодные эпохи, когда происходило значительное расширение площади перигляциальной территории, накапливались горизонты лёссов. Такие суждения основаны на результатах анализа клиновидных структур в толще таких формаций, а также многочисленных данных спорово-пыльцевого, микрофаунистического и других видов анализа. Существуют также представления, основанные, главным образом, на анализе гранулометрического состава лёссов, о весьма холодной обстановке в период их формирования и значительном развитии в это время морозного выветривания (Попов, 1967, Лессовые..., 1986). Впервые значение морозного выветривания в происхождении лёсса отметил еще в 1882-1889 г.г. С. Вуд (по Кригеру, 1965). По мнению С. Вуда, лёсс образовался за пределами развития ледников в районах вечной мерзлоты при сезонном оттаивании, оползании и оплывании верхних слоев почвы. Впоследствии, в том числе и на основании экспериментальных исследований, это послужило основой представлений о криоэлювиальной природе лёссов и его свойств (Сергеев, Минервин, 1960, Попов, 1967, Лессовые..., 1986). Для обоснования четкого критерия оценки влияния перигляциальных условий на формирование лёссов (наличия сезонного и многолетнего промерзания) был предложен конкретный показатель, характеризующего степень участия в формировании отложений процесса криогенного выветривания, (Конищев, Рогов, 1994). Данный показатель был назван коэффициентом криогенной контрастности (ККК):

$$ККК=Q_1/F_1 : Q_2/F_2$$

где Q_1 и F_1 – содержание кварца и полевых шпатов в фракции 0,05-0,01 мм; Q_2 и F_2 – содержание кварца и полевых шпатов в фракции 0,1-0,05 мм.

Величина коэффициента растет с активностью криогенного выветривания, при этом отложения, сформировавшиеся в условиях существования вечной мерзлоты, имеют значения ККК более единицы. Цель данного сообщения – применить описанную выше методику к анализу состава отложений лёссово-почвенных формаций, расположенных на южной окраине Европейского ареала лёссовых отложений на примере разреза Средняя Ахтуба.

Материалы и методы

Разрез Средняя Ахтуба находится у села Средняя Ахтуба и располагается на левом берегу р. Ахтубы (координаты N 48°42'01.3"; E 44°53'37.1"; абс. высота бровки 19 м). Он вскрывает строение нижнехвалынской равнины Прикаспия: реперный горизонт шоколадных глин хвалынской трансгрессии, мощную полифациальную толщу ательских континентальных осадков и три ярко выраженные погребенные почвы общей мощностью около 20 м.

Аналитические работы проводились в лаборатории криотрасологии Института криосферы Земли РАН. Гранулометрический состав лессов исследовался на лазерном дифракционном анализаторе размера частиц Mastersizer 3000 фирмы Malvern (Великобритания). В качестве подготовки образцов использовался способ размачивания в воде и ультразвуковой обработки. При анализе полученных результатов для более детального представления размера частиц использовалась расширенная шкала в области фракции крупной пыли.

Основным методом исследования минералогического состава фракций 100 - 50 и 50 - 10 мкм послужил рентген-дифрактометрический анализ. Подготовка образцов для указанного метода состояла в выделении фракций 0,05-0,01 мм и 0,10-0,05 мм ситовым методом, сам анализ проводился на приборе D2Phaser фирмы Bruker.

Микростроение лессов и морфология частиц изучались в образцах ненарушенного сложения и нарушенного состояния при помощи растрового электронного микроскопа Hitachi TM 3000 в комплексе с энерго-дисперсионным спектрометром Swift 3000.

Результаты исследования.

Гранулометрический состав. Изучение гранулометрии лессов ведется уже очень давно и имеется целый ряд обобщающих работ, констатирующих основные характеристики крупности частиц и распределения их по размеру. Весьма большие различия в содержании дисперсных частиц различных фракций свидетельствует о том, что под лессами подразумевается большой круг отложений с высокой долей частиц пылеватой размерности. Среди таких пород можно встретить пылеватые пески, супеси, суглинки и глины (Лессовые..., 1986).

Отложения разреза Средняя Ахтуба (Табл.1.) с гранулометрической точки зрения достаточно разнообразны: они представлены чередованием лессов, почв, прослоев среднезернистых хорошо сортированных песков и лессовидных опесчаненных слоев на их контакте (гл. 7,7 -8,8 м).

Для настоящей статьи важнее отметить гранулометрические особенности собственно пылеватой, лессовой, фракции, для чего анализ тонкопесчаной и крупнопылеватой части отложений сделан более подробно. Результаты гранулометрического анализа в целом показывают типичные для лессов характеристики. В лессах разреза наблюдается достаточно резкое преобладание фракции крупной пыли (до 60%), практическое отсутствие фракции более 0,25 мм и небольшим содержанием глинистой фракции (<0,001мм) - не более 1,5-2,5%. При этом в лессовых пачках максимум содержания частиц принадлежит большеразмерной части (0,025-0,05мм) фракции крупной пыли. Некоторыми авторами такая особенность трактуется как показатель формирования лессовой толщи в холодных и сухих условиях (Deng, et al, 2010). Гранулометрический состав почвенных горизонтов, разделяющих лессовые толщи, с одной стороны более песчанистый, но и глинистой составляющей в них больше, чем в лессах.

Минералогия обломков первичных минералов и пород. Минералогический состав обломков первичных минералов в лессах обоих разрезах весьма разнообразен – основную

часть составляют кварц (50-70%), альбит(10-16%), микроклин (10-17%), ортоклаз (6-8%), мусковит (4-12%), авгит (2-5%), каолинит (2-4%) и др. Чтобы более точно оценить влияние криогенеза на изучаемые породы их минералогия была детально проанализирована для основных гранулометрических фракций лессов – тонкого песка и крупной пыли и был рассчитан коэффициент криогенной контрастности (ККК).

Табл.1. Гранулометрический состав лесса в разрезе Средняя Ахтуба

Глубина, м	Фракции, мм									Dх50, мк	Ассиметрия	Мода
	<0,001	0,001-0,005	0,005-0,01	0,01-0,025	0,025-0,05	0,05-0,075	0,075-0,1	0,1-0,25	0,25-1,0			
1,3	2,23	12,79	10,14	23,47	26,8	13,16	6,18	5,23		26	37,7	1,55
5,4	1,56	10,93	11,02	30,48	29,57	10,63	3,75	2,04		22,8	29,4	1,6
7,7	0,48	4,0	4,49	8,72	6,19	0,81	1,21	38,19	35,90	201	248	0,33
7,8	1,23	10,05	10,23	21,21	19,25	9,11	4,61	14,24	10,05	32,4	32,9	1,87
8,8	0,28	2,98	3,28	4,52	2,13	0,11	0,61	47,37	38,71	220	241	0,06
10,0	1,28	8,18	7,88	19,52	25,05	15,08	8,58	13,04	1,39	36,8	47,9	2,16
14,0	1,79	10,44	9,49	25,63	30,16	14,1	5,63	2,76		26,7	37,4	1,21
14,5	1,62	10,02	9,99	28,99	30,85	12,45	4,41	1,67	0	24,7	32,5	1,24
14,9	1,7	10,16	9,54	26,78	31,49	13,93	4,95	1,46	0	26,1	36,4	1,01
15,1	1,72	10,58	9,74	27,16	31,57	13,2	4,52	1,5	0	25,5	35,5	1,15
15,6	2,1	14,77	11,83	24,28	22,8	11,28	6,05	6,9	0	22,8	32,5	1,81
16,4	1,37	9,69	8,39	21,4	28,2	15,85	7,9	7,2	0	32,0	44,4	1,63
16,6	1,18	7,2	6,23	17,31	27,48	17,44	10,27	12,9	0	40,4	50,1	1,28
17,3	1,51	10,84	9,61	29,1	31,88	11,29	3,79	1,97	0	24,4	30,9	1,51
17,6	1,69	13,6	12,53	33,37	28,23	8,04	2,06	0,48	0	19,5	26,2	1,36
18,1	2,42	19,01	13,65	24,01	19,28	8,28	4,5	8,14	0,72	18,3	25,9	2,59
18,3	1,52	11,23	10,29	25,25	28,27	13,74	6,04	3,67	0	26,1	37,5	1,36
18,5	1,3	8,17	6,98	18,96	32,56	19,45	8,43	4,14	0	35,5	47,2	0,89
18,7	1,47	11,17	9,73	28,65	32,1	11,53	3,69	1,65	0	24,5	31,7	1,42
20,0	1,29	7,59	6,76	18,9	32,38	20,29	9,12	3,67	0	36,3	49,2	0,71

Значения ККК по разрезу Средняя Ахтуба (рис.1) в целом хорошо согласуются с представлениями о палеогеографических условиях формирования горизонтов лесса и погребенных почв, имеющих криогенные структуры в виде клиньев явно мерзлотного происхождения. Величина ККК в отложениях голоценового и раннехвалынского этапов (МИС 2-3) накопления колеблется, достигая максимум в период накопления песков первой фазы раннехвалынского этапа. Ниже ККК увеличивается до 1,07 в почвенном горизонте с мерзлотными клиньями на глубине 15,6 м, отвечающем калининской стадии валдайского оледенения Восточной Европы (МИС 4), что может указывать на существование высокотемпературной островной мерзлоты в эту эпоху в данном регионе. Ниже, для отложений этапа МИС 5 ККК остается наиболее высоким для данного разреза, немного превышая единицу, но становясь меньше 1 в горизонте, соответствующим максимуму потепления в микулинскую межледниковую эпоху (МИС 5е).

Микростроение ненарушенного состояния. Изучение микростроения лессов также имеет давнюю историю и в ряде работ дано освещение развитию этого направления в изучении лессов. (Григорьева, 2001). Однако, следует отметить, что большинство исследований микростроения направлено на изучение их инженерно-геологических свойств и, прежде всего, просадочности, исследований направленных на оценку условий образования и генезиса крайне мало. Микростроение лессов ненарушенного состояния изучалось по сколам небольших образцов (1-2 куб. см).

В разрезе Средняя Ахтуба микростроение по всей лессово-почвенной толще согласно классификации И.Ю. Григорьевой (2001) следует отнести к агрегативному типу, за исключением опесчаненной пачки на глубине 7,8 м, где преобладает зернистый тип. Такое

микростроение обусловлено не только наличием глинистой фракции, которая, конечно, способствует агрегации частиц, но, прежде всего, значительным участием таких мощных структурообразователей как гипс и карбонат кальция. Основу микростроения составляют крупные агрегаты (1-3мм) разной степени слитности. Эти агрегаты разделяются трещинами извилистой конфигурации и изометричными порами неправильной формы размером 0,1-0,3 мм. Агрегаты составлены частицами разной крупности и состава – от остроугольных частиц кварца тонкопесчаной размерности до слитной массы включений («примазок») сложного состава, содержащих железо, кальций и кремний. Кроме этого, внутри агрегатов встречаются сгустки окристаллизованного кальцита.

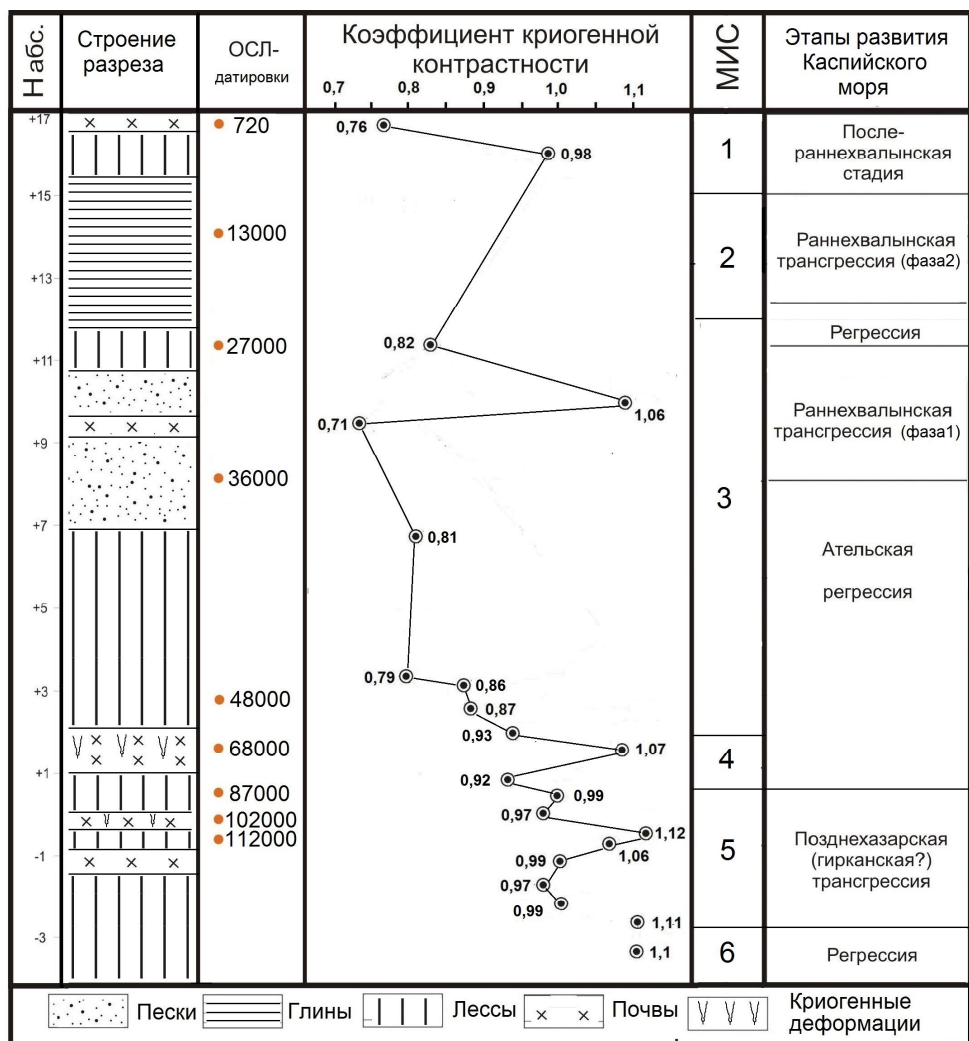


Рис. 1. Распределение значений ККК по разрезу Средняя Ахтуба

Интересной особенностью микростроения лессов, отмечающейся многими исследователями, составляют трубчатые поры почти идеальной круглой формы в сечении. Для рассматриваемого разреза они наиболее ярко проявляются в верхней части разреза в голоценовых лессах. Диаметр таких пор в образцах лессов составляет 0,4-0,6 мм, на стенках наблюдается уплотнение грунтовой массы, в котором участвуют пылеватые частицы силикатов, распределение которых часто образует заметное «кольцо». Вокруг каналов часто заметны радиальные трещины.

Морфология частиц крупной фракции. Во многих работах, посвященных генезису рыхлых отложений, все больше появляется информации о размере, форме и характере поверхности частиц кварца песчаной составляющей. Считается, что (Woronko, Pisarska-Jamrozy, 2015) именно они несут наибольшее количество информации о генезисе отложений. Морфология песчаных кварцевых частиц в исследуемом разрезе весьма разнообразна и

отражает условия формирования отложений в разных слоях лессов. Хорошо окатанные с гладкой и слабоэродированной поверхностью частицы характерны для пачки песков на гл. 7,7–10 м, а также в составе песчаного заполнения клиньев в почвах, что говорит о преобладании эолового переноса в период их формирования. В других случаях в образцах лесса более половины частиц представлены угловатыми частицами с многочисленными сколами и острыми краями, что указывает на криогенный механизм их разрушения.

Морфология агрегатов пылевой фракции. Как известно, лессы обладают структурной связностью и состоят из структурных отдельностей различного размера составляющих сложную иерархическую систему – от столбчатых отдельностей, хорошо отражающуюся в стенках разрезов, до агрегатов микроскопических разрезов. В данном сообщении особое внимание уделим агрегатам пылевой фракции – составляющих главную особенность состава лессов и привлекающих наибольшее внимание исследователей лессов – микроагрегатам, поскольку ряд исследователей предполагает их криогенный генезис (Сергеев, Минервин, 1960, Попов, 1967, Конищев, 1981).

В лессах описываемого разреза встречаются агрегаты различного типа – как по размеру, так и по структуре. Крупные агрегаты рыхлого строения размером 50-100 мк обычно составлены десятком или более частиц пылевой фракции, контактирующих между собой через глинистые «мостики», формируя внутриагрегатные поры от 0,005-0,01 мм. Форма их изометричная или слегка вытянутая. В агрегатах меньшего размера преобладают тонкопылеватые и глинистые частицы; внутриагрегатные поры в них меньше и имеют уплощенную форму. Встречаются агрегаты образованные исключительно кристаллами карбоната кальция. Весьма интересны агрегаты, составленные из одного остроугольного обломка кварца явно криогенного происхождения покрытого «шубой», состоящей из глинистых частиц.

Аутигенные минералы в образцах лесса исследуемого разреза представлены многочисленными друзами кристаллов карбоната кальция, включениями гипса. Железо представлено аморфными пленками на поверхности частиц, конкрециями сидерита и редкими новообразованиями магнетита и титано-магнетита.

Выводы.

Проведенные исследования образцов лессово-почвенной формации в разрезе Средняя Ахтуба показали перспективность применения методики криолитологического анализа минерального вещества для оценки палеогеографических условий времени их образования. Это позволило выявить значительную роль криогенных факторов в формировании состава и строения лёссовых горизонтов почвенно-лёссовых последовательностей. Не отрицая определенной роли эолового механизма в формировании лёссовых горизонтов почвенно-лёссовых формаций, на примере изученных разрезов показано, что не только в пределах многолетней перигляциальной криолитозоны, но и в условиях сезонного промерзания в плейстоцене происходили процессы криогенного преобразования отложений, которые способствовали формированию состава и свойств лёссов достаточно большой мощности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-17-00131.

Список литературы:

- Григорьева И.Ю. Микростроение лёссовых пород. МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 147 с.
- Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск. Наука, 1981, 197 с.
- Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1994. 135 с.
- Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М., Наука, 1965. 254 с.
- Лёссовые породы СССР, под ред. Е.М. Сергеева, А.К. Ларионова, Н.Н. Комиссаровой; том I. М., Недра, 1986. 232 с.
- Минервин А.В. Роль криогенных факторов в формировании лёссовых пород // Пробл. криолитологии. М., 1982, вып. X, с. 41–60.

Попов А.И. Лессовые и лессовидные породы как продукт криолитогенеза // Вестник МГУ, серия географическая, 1967. №6, с. 43–48

Сергеев Е.М., Минервин А.В. Сущность процесса облессования в подзолистой зоне // Вестник МГУ, серия геологическая. 1960. № 3, с.3–14.

Jin Deng, Lanmin Wang, Zhenzhong Zhang, Hui Bing Microstructure characteristics and forming environment of late Quaternary Period loess in the Loess Plateau of China. Environ Earth Sci. 2010, № 59, pp.1807–1817

Woronko B., Pisarska-Jamrozy M. Micro-scale Frost Weathering of Sand-Sized Quartz Grains//Permafrost and Periglacial Processes. № 9, 2015, pp. 1855–1862

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ТЕПЛОГО СЕЗОНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 500 ЛЕТ НА СЕВЕРЕ ЕВРАЗИИ

Ю.М. Кононов

Институт географии РАН, Москва, Москва, Россия, jukon02@mail.ru

CHANGES OF THE WARM SEASON AIR TEMPERATURE IN THE NORTH OF EURASIA DURING THE LAST 500 YEARS

Yu.M. Kononov

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

При изучении современного состояния глобального климата и сравнения с изменениями в прошлом большое значение имеет представление о региональных особенностях климатических колебаний. Для изучения межвековых особенностей климатических изменений достоверных инструментальных наблюдений недостаточно и особую роль приобретают природные индикаторы климата, такие как ледниковые керны, древесные кольца, озерные осадки, захороненная пыльца растений и др. Выполненные на их основе климатические реконструкции позволяют продолжить современные инструментальные данные наблюдений за климатом на сотни и тысячи лет в прошлое.

Древесные кольца относятся к группе природных архивов содержащих палеоклиматическую информацию высокого временного разрешения, но выгодно отличаются от остальных своей относительной доступностью. Согласно классическим представлениям в дендроклиматологии, на северной и высотной границах ареалов древесных растений главным лимитирующим фактором является температурный режим. Соответственно с помощью древесных колец можно получить палеоклиматические реконструкции температуры воздуха (например, Ваганов и др. 1998, Шиятов и др. 2002., Kononov et al., 2009, Кононов, 2013.).

В работе использовался материал (древесные керны и спилы), собранный как непосредственно автором в ходе полевых экспедиций в рамках выполнения различных национальных и международных проектов, так и из открытых источников, в первую очередь, из Международного банка древесных колец – ITRDB (Briffa et al., 2013, Hughes et al., 1999, Kononov et al., 2009, McCarroll et al., 2013, MacDonald, et al., 1998, Jacoby et al., 2000). Для данного исследования были отобраны коллекции, включающие измерения ширины годовых колец. Все хронологии располагаются в непосредственной близости от северной границы леса (рис. 1) и значит можно ожидать, что климатический сигнал здесь будет представлен особенно сильно. Каждая локальная хронология представляет набор индивидуальных серий, которая выражена в виде временного ряда. Весь массив данных индивидуальных измерений древесных колец был обработан в соответствии со стандартными дендрохронологическими и дендроклиматическими методиками (Fritts, H., 1976, Cook и Kairiukstis, 1990).

Для выделения климатического сигнала во временных сериях плотности древесных колец использовались данные инструментальных измерений на метеостанциях района исследований, имеющих длительный (от 70 до 120 лет) период наблюдений. Временные

серии ширины древесных колец, совпадающие с периодом инструментальных наблюдений совмещались со значениями температуры воздуха за разные месяцы, и строилась функция отклика, т.е. распределение коэффициентов корреляции по месяцам. Затем с помощью модели линейной регрессии рассчитывались дендроклиматические реконструкции для региональных хронологий.

Корреляционный анализ показал, что в изменении ширины годовых колец наиболее заметно проявляется температура воздуха за июль. Коэффициент корреляции оказался статистически значимым ($p < 0,05$) также и для значения осредненного по трем летним месяцам.

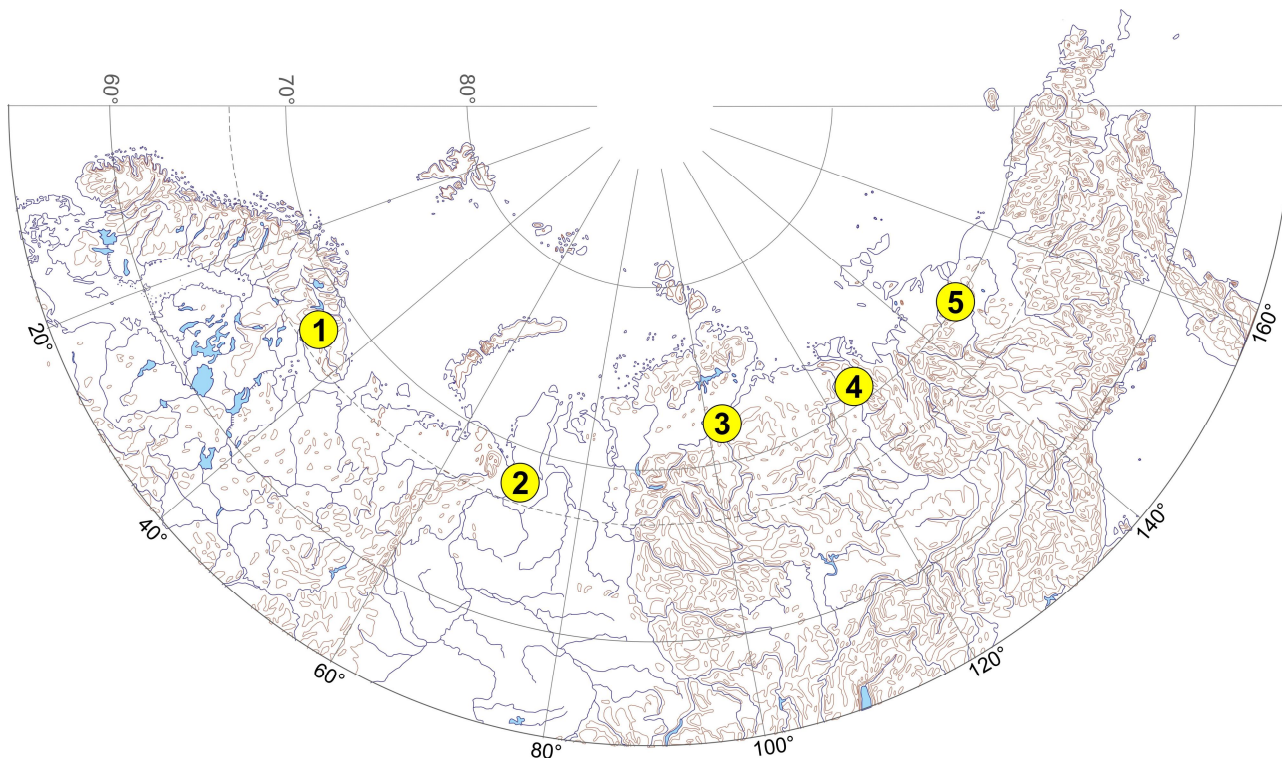


Рис. 1. Районы исследований: 1 – Кольский полуостров, 2 – полуостров Ямал, 3 – полуостров Таймыр, 4 – устье реки Лена, 5 – устье реки Индигирка

Полученные таким образом реконструкции (рис. 2) демонстрируют как общую схожесть, так и отдельные локальные различия. Главной общей характеристикой динамики температурного режима теплого сезона является четко выраженный положительный тренд, характерный для всех исследуемых районов и свидетельствующий о преобладающем потеплении, которое имело среднюю скорость $\sim 0,1^\circ$ за 100 лет.

Тот факт, что характер изменения температурного режима на протяжении последних столетий имеет общие черты для достаточно обширной территории, может свидетельствовать о проявлении здесь глобальных климатообразующих факторов. В первую очередь к таким факторам следует отнести солнечную активность (напр. Beer et al., 2000). Согласно многочисленным исследованиям (Eddy, 1976, Bard, 2000, Lean, 2000, Scafetta and West, 2006) в течение последнего тысячелетия имели место периоды понижения активности солнца – минимумы, причем каждый последующий был менее значителен, чем предыдущий. На последние 500 лет приходится два полных минимума (Маундера 1645-1715 и Дальтона 1795-1825).

Сопоставление периодов солнечной активности с представляемой в данной работе реконструкцией выявило, что хотя солнечные минимумы часто совпадают с периодами похолоданий, но не всегда выделяются на фоне остальных климатических колебаний, а иногда находятся с ними в противофазе. Например, в районе дельты р. Лены, во время минимума Маундера реконструируется локальное потепление (рис. 2).

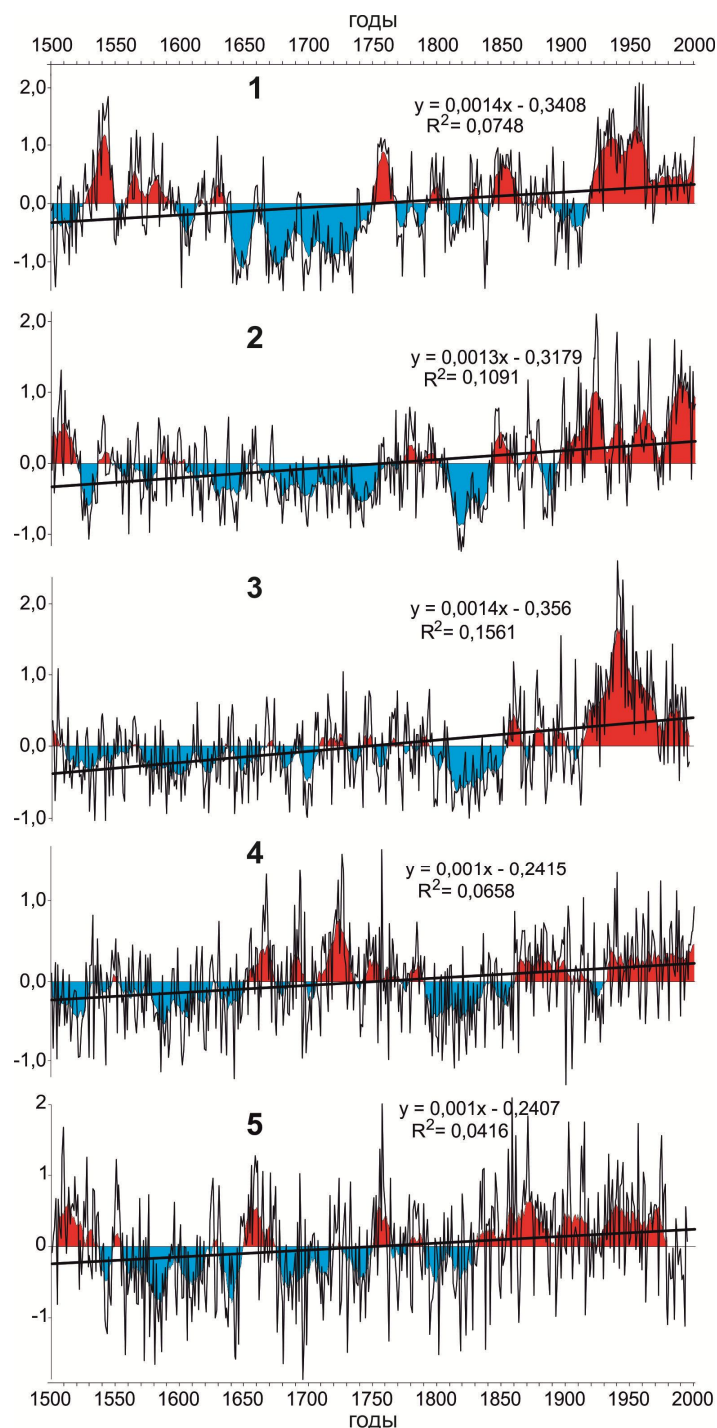


Рис. 2. Реконструкция температуры воздуха теплого сезона (июль-август) для отдельных регионов северной Евразии за последние 500 лет (отклонения от среднего за весь период значения): 1 – Кольский полуостров, 2 – полуостров Ямал, 3 – полуостров Таймыр, 4 – устье реки Лена, 5 – устье реки Индигирка

Закключение

Динамика температур воздуха теплого сезона на севере материковой части Евразии на протяжении последних 500 лет демонстрирует общий положительный тренд. Во всех исследуемых регионах 20 век был самым теплым. Вместе с тем, скорости повышения температуры воздуха в разные десятилетия рассматриваемого периода были сопоставимы с современным потеплением.

Помимо общих черт климатических изменений на севере Евразии на протяжении 500 лет отчетливо проявляются региональные отличия. В некоторых регионах фиксируются отдельные локальные краткосрочные потепления. Наиболее ярко такие события

происходили на Кольском полуострове в начале 16-го века и в районе дельты реки Лена во второй половине 17-го – начале 18-го вв. Здесь температура воздуха теплого сезона достигала значений сравнимых с летними температурами 20-го века на этих территориях.

Сопоставление климатических изменений с динамикой солнечной активности показало, что минимум Маундера отчетливо проявляется только на западе Евразии (Кольский полуостров). Минимум Дальтона фиксируется во всех исследуемых районах. В целом можно сказать, что такой климатообразующий фактор как солнечная активность не являлся доминирующим в температурном режиме теплых сезонов на севере Евразии на протяжении последних 500 лет

Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН в рамках проекта “Роль многолетней мерзлоты и оледенения в формировании экосистем арктической зоны”, а также РФФИ, грант №16-05-00349.

Список литературы:

Ваганов Е.А., Шиятов С.Г., Хантемиров Р.М., Наурзбаев М.М. Изменчивость летней температуры воздуха в высоких широтах Северного полушария за последние 1.5 тыс. лет: сравнительный анализ данных годовых колец деревьев и ледовых колонок // Докл. АН.- 1998.- Т. 358, № 5.- С. 681-684.

Кононов Ю.М. Реконструкция динамики летней температуры воздуха Северной Фенноскандии за последние 500 лет по данным изучения древесных колец // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. (2013) Ростов-на-Дону, С. 309-311.

Шиятов С.Г., Хантемиров Р.М., Горланова Л.А. Тысячелетняя реконструкция температуры лета на Полярном Урале: данные древесных колец можжевельника сибирского и лиственницы сибирской // Археология, этнография и антропология Евразии.- 2002.- Т. 9, № 1.- С. 2-5.

Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, *Tellus*, B 52, 2000. 985–992.

Beer, J., Mende, W. and Stelmacher, R. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 2000. 403-415.

Briffa, K.R.; Melvin, T.M.; Osborn, T.J.; Hantemirov, R.M.; Kirilyanov, A.; Mazepa, V.S.; Shiyatov, S.G.; Esper, J. 2013. Reassessing the evidence for tree-growth and inferred temperature change during the Common Era in Yamalia, northwest Siberia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 72, pp. 83-107.

Cook, E., Kairiukstis, L., (eds.). *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*. Dordrecht: Kluwer, 1990. 394 pp.

Eddy, J.A. The Maunder Minimum. The reign of Louis XIV appears to have been a time of real anomaly in the behavior of the sun, *Science* 192, 1976. 1189–1202.

Fritts, H. *Tree rings and climate*. London: Academic Press, 1976. 579 pp.

Hughes, M., Vaganov, E., Shiyatov, S., Touchan, R., Funkhouser, G., 1999. Twentieth century summer warmth in northern Yakutia in a 600 year context. *Holocene* 9, 603-608.

Jacoby, G., Lovelius, N., Shumilov, O., Raspopov, O., Karbainov, J., Frank, D., 2000. Long-term temperature trends and tree growth in the Taymir region of northern Siberia. *Quat. Res.* 53 (3), 312-318.

Kononov Yu M., Friedrich M. and Boettger T. Regional Summer Temperature Reconstruction in the Khibiny Low Mountains (Kola Peninsula, NW Russia) by Means of Tree-ring Width during the Last Four Centuries. // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 41, No. 4, 2009. P. 460-468.

Lean, J. Evolution of the sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum // *Geophysical Research Letters*, 27, 2000. 2425-2428.

McCarroll, D.; Loader, N.J.; Jalkanen, R.; Gagen, M.; Grudd, H.; Gunnarson, B.E.; Kirchhefer, A.J.; Friedrich, M.; Linderholm, H.W.; Lindholm, M.; Boettger, T.; Los, S.O.; Remmele, S.; Kononov, Y.M.; Yamazaki, Y.H.; Young, G.H.F.; Zorita, E. 2013. A 1200-year multiproxy record of tree growth and summer temperature at the northern pine forest limit of Europe. *The Holocene*, 23(4), 471-484.

MacDonald, G. M., Case, R. A. and Szeicz, J. M. 1998. A 538-Year Record of Climate and Treeline Dynamics from the Lower Lena River Region of Northern Siberia, Russia. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 30, No. 4, pp. 334-339

Scafetta, N. and West, B. J. Phenomenological solar signature in 400 years of reconstructed Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 33, 2006. L17718, doi: 10.1029/2006GL027142.

ДИНАМИКА ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВЕННО-ГРУНТОВЫХ ТОЛЩ ИШИМСКОЙ СТЕПИ ПРИ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

Ю.В. Кравцов

ФГБОУ ВО «Новосибирский государственный педагогический университет»,
Новосибирск, Россия, kravtsov60@mail.ru

DYNAMICS OF SOIL HYDROLOGICAL STATUS IN THE ISHYM STEPPE UNDER LONG-TERM CLIMATE CHANGES

Yu. V. Kravtsov

FSBEI HE "Novosibirsk State Pedagogical University", Novosibirsk, Russia

Основным фактором, ограничивающим получение высоких стабильных урожаев сельскохозяйственных культур в степной зоне, является недостаток атмосферной и почвенной влаги. Поэтому исследования гидрологического состояния степных почвенно-грунтовых толщ, в том числе, изучение его динамики при многолетних изменениях климата и хозяйственная оценка этой динамики по-прежнему остаются актуальными научными задачами. Под гидрологическим состоянием почв и грунтов понимается система элементов почвенно-грунтовой гидрологии, характеризующих их в какой-либо промежуток времени. К элементам почвенно-грунтовой гидрологии относятся: водные свойства почв и подпочвенных слоев грунта, преобладающие в них категории и формы почвенно-грунтовой воды, водный режим почв, участие почвенной и грунтовой воды в почвообразовании и в жизни растений. Наиболее динамичными из них являются водный режим почв и связанное с ним участие почвенной и грунтовой воды в почвообразовании и в жизни растений.

Ишимская степь (Ишим-Иртышское степное междуречье) является важным сибирским регионом по производству зерна и кормовых трав. Однако агропроизводственная оценка динамики гидрологического состояния ишимских степных почвенно-грунтовых толщ при многолетних изменениях климата еще не выполнена в полной мере.

Возможность чуткого реагирования гидрологического состояния почв и подпочвенных пород, слабо дренируемых равнин юга Западной Сибири на многолетние изменения атмосферного увлажнения и, в первую очередь, на внутривековые колебания общей увлажненности территории продолжительностью 35–45 лет, подчеркивается в течение многих лет (Рябова, Курачев, 1976; Гаджиев и др., 1977; Гаджиев, Курачев, 1988 и др.). А.П. Слядневым выявлены ритмические колебания гидротермического режима вегетационного периода в южных районах Западной Сибири продолжительностью около 32 лет (Сляднев, 1970, 1973). Ритм складывается из «восходящего полуцикла», при котором в течение 16 лет увлажнение вегетационного периода повышается и достигается его пик, и «нисходящего полуцикла», в течение которого увлажнение периода вегетации снижается. Годы наших полевых наблюдений в Ишимской степи пришлось на середину «нисходящего полуцикла» увлажнения (1986–1990 гг. в «полуцикле» 1983–1999 гг.) и на большую часть «восходящего полуцикла» (2002–2009, 2014 и 2016 гг. в «полуцикле» 2000–2016 гг.). При этом показатели атмосферного увлажнения периодов вегетации 1986–1990 гг. в Ишимской степи (средние за 5 лет значения гидротермического коэффициента (ГТК) Селянинова составили 0,64, по данным метеостанции «Русская Поляна» Обь-Иртышского УГМС) оказались более низкими по сравнению с соответствующими показателями 2002–2016 гг. (0,94). Кроме того, средняя за холодный сезон года (ноябрь – март включительно) сумма атмосферных осадков за 1986–1990 гг. также была меньшей, чем за 16 лет начала XXI столетия (105 мм против 131 мм). Таким образом, районы Ишимской степи оказались более обеспеченными ресурсами атмосферной влаги в течение 2002–2016 гг. по сравнению со второй половиной 1980-х гг. Материалы полевых работ в разные по обеспеченности атмосферной влагой промежутки лет позволяют обратиться к вопросу о динамике гидрологического состояния почв и подпочвенных пород Ишимской степи при многолетних изменениях климата.

Цель: установить динамику гидрологического состояния почвенно-грунтовых толщ Ишимской степи при многолетних изменениях климата.

Для выявления этой динамики уточнены особенности гидрологического состояния почвообразующих и подстилающих пород Ишимской степи, связанные с их тяжелым высоко илистым гранулометрическим составом, обуславливающим преобладание микропор в структуре пористости и большую суммарную поверхность твердой фазы. С микропористостью и большой суммарной поверхностью твердой фазы связано господство пленочной и сорбционно-замкнутой влаги и практическое отсутствие в ишимских почвогрунтах капиллярной воды. Высокое содержание трудно подвижной влаги предопределяет постоянно высокую влажность исследуемых почв и подпочвенных пород, особенно под слоем активного влагооборота.

В гидрологических профилях почвенно-грунтовых толщ Ишимской степи выявлены две зоны с отчетливо выраженной границей между ними. Верхняя зона представляет собой слой активного влагооборота. Ее вертикальная мощность достигает 0,6–1,0 м. Ниже слоя активного влагооборота до уровня грунтовых вод прослеживается зона постоянно повышенной влажности. Количество гидрологических горизонтов в ней напрямую связано с глубиной залегания зеркала грунтовых вод. При положении грунтовых вод на глубине 1,5–3,5 м во всей зоне фиксируется горизонт капиллярного насыщения, верхняя часть которого может отмечаться в профиле почв. Если зеркало водоносного горизонта фиксируется на глубине 3,9 м (т.е. на критической глубине), то в зоне повышенного увлажнения присутствуют: горизонт капиллярного насыщения (капиллярная кайма грунтовых вод мощностью 2,0–2,5 м) и расположенный над ним горизонт наименьшего насыщения. При залегании грунтовых вод на глубине более 4 м над их капиллярной каймой и горизонтом наименьшего насыщения фиксируется слой с постоянно пониженной влажностью («мертвый», импермацидный горизонт, по выражению Г.Н. Высоцкого). Его вертикальная мощность достигает 0,5 м при уровне грунтовых вод 4,5–5,0 м и 10 м при залегании водонасыщенного горизонта на глубине 14 м. Региональной особенностью ишимских почв и подпочвенных пород является повышенная влажность этого горизонта (порядка 70% уровня наименьшей влагоемкости). Влага зоны постоянно повышенного увлажнения доступна для корневых систем многолетних трав и остается практически недоступной для яровых зерновых культур.

В условиях слабо расчлененного рельефа и однообразия почвообразующих и подстилающих пород основным фактором, предопределяющим динамику гидрологического состояния почвенно-грунтовых толщ при многолетних флуктуациях климата, является меняющийся по отношению к критической глубине уровень грунтовых вод. Грунтовые воды Ишимской степи характеризуются потускулярным питанием и в связи с исключительно равнинной поверхностью водоупорного горизонта и минимальным содержанием гравитационной влаги в микропористых осадочных отложениях отличаются практической горизонтальной неподвижностью. Для ишимских тяжелосуглинистых высоко илистых почв и подпочвенных пород типична минимальная резервная водовместимость (0,06). В таких условиях уровень грунтовых вод меняется при незначительных изменениях объема поверхностной влаги, поступающей в первый от земной поверхности водоносный горизонт (Панфилов и др., 1988).

Во второй половине 1980-х гг. уровень грунтовых вод на исследуемом междуречье отмечался на различных глубинах. В восточной части на плакорных участках он фиксировался на глубине 7–9 м. В центральной, наиболее возвышенной части глубина залегания горизонта полного насыщения составляла: на плакорах – 4–5 м, в микропонижениях – 3–4 м, в нижних частях крупных котловин – 1–4 м. Близкое к земной поверхности залегание зеркала водоносного горизонта в центре междуречья связано с повышенной концентрацией здесь лесополос и приподнятых полотен дорог, у которых в течение 1970–80-х гг. функционировали новообразованные приемники поверхностных вод. Скопление снега у этих приемников и фильтрация талой воды приводили к повышению

глубины залегания зеркала водоносного горизонта даже в годы с незначительным количеством зимних атмосферных осадков. За счет многолетнего дополнительного поступления воды с земной поверхности уровень горизонта полного насыщения оказался к середине 1980-х гг. у критической глубины.

Режим влажности ишимских степных почвенно-грунтовых толщ характеризовался следующими особенностями. По окончании вегетации сельскохозяйственных культур в почвах отмечается наибольшая глубина (до 1,0 м) и степень (до уровня влажности завядания) эваподесуктивного иссушения. Осенью главным источником восполнения дефицита влаги выступают атмосферные осадки. Во влажную осень этот дефицит восполняется не более, чем на 40%. Зимой среди элементов водного режима основное значение принадлежит накоплению снега на почвах и криогенной аккумуляции влаги в сезонно-промерзающей толще почв и пород. В третьей декаде марта, к началу активного снеготаяния, на почвах Ишим-Иртышского степного междуречья мощность снегового покрова достигала 15–35 см с запасами воды в снеге в 45–100 мм. Мощность зоны криогенной аккумуляции влаги зависит от глубины проникновения отрицательных температур, которая определяется суровостью зимы, и составляет 1,4–3,0 м. Величины намерзания влаги достигают 15–30 мм в породе на плакорных участках и 25–50 мм в профиле почвенно-грунтовых толщ отрицательных форм рельефа. Источниками криогенной аккумуляции служит влага непромерзающих слоев и грунтовые воды в случае, если расстояние между фронтом промерзания и водоносным горизонтом меньше 2,5 м. Намерзшая влага в дальнейшем практически не принимает участия в водоснабжении яровых зерновых культур. Основная влагозарядка ишимских степных почв происходит весной. К началу весеннего сева их профили увлажнены до уровня наименьшей влагоемкости до глубины 0,6–0,8 м. Иссушение почв до уровня влажности завядания под яровыми зерновыми отмечается к третьей декаде июля – первой декаде августа.

Установлено, что почвы плакорных участков междуречья при глубине залегания грунтовых вод более 3,9 м, характеризуются непромывным типом водного режима. Почвы микропонижений междуречья при уровне грунтовых вод более 3,5 м имеют периодически промывной тип водного режима. Почвы нижних частей склонов крупных котловин при залегании зеркала водоносного горизонта на глубине менее 3,9 м развиваются при десуктивно-выпотном типе водного режима.

В 2002–2016 гг., в промежутки лет с повышенным атмосферным увлажнением летних периодов и с более высокими суммами атмосферных осадков холодных сезонов года, в восточной части Ишим-Иртышского степного междуречья уровень грунтовых вод постепенно оказался приподнятым до глубины 5–6 м. Особенности гидрологического состояния почвенно-грунтовых толщ стали подобными приведенным выше характеристикам почв и пород центральной части междуречья во второй половине 1980-х гг. В центральной части исследуемого междуречья основные черты гидрологического состояния почв и подпочвенных пород практически не изменились по сравнению с 1986–1990 гг. Исключение составили годы с аномально большим количеством зимних атмосферных осадков (2001–2002 и 2006–2007 гг.). После многоснежных зим в весенне-летние периоды уровень грунтовых вод отмечался на 0,5–1,0 м выше, чем в те же сроки в остальные годы наблюдений. На плакорных участках в такие сезоны грунтовые воды принимали участие в увлажнении почв и в активном влагообороте с атмосферой. Благодаря микропористости почвенно-грунтовых толщ объем пленочно-капиллярной подпитки слоя эваподесуктивного иссушения под яровыми зерновыми культурами от грунтовых вод оказывался минимальным (до 15 мм за сезон или 5% суммарного влагооборота) и существенного значения в формировании урожая культурных растений и в почвообразовании не имел. По истечению таких сезонов уровень грунтовых вод за счет расхода почвенно-грунтовой воды на суммарное испарение опускался ниже критической глубины, профили влажности принимали обычный вид.

Таким образом, при наблюдавшихся многолетних изменениях климата гидрологическое состояние ишимских степных почвенно-грунтовых толщ, особенно на

водораздельных пространствах, оставалось достаточно стабильным. Уровень грунтовых вод в течение 16-летнего промежутка лет с повышенными ресурсами атмосферной влаги не занял устойчивого положения выше критической глубины. Для такого изменения глубины залегания зеркала водоносного горизонта необходимо заметное увеличение приходной части баланса грунтовых вод: в микропонижениях, где сформированы основные естественные потускулы, приход воды с земной поверхности должен был возрасти в 1,5–2 раза. Однако благодаря низкой и очень низкой водопроницаемости почв (до 6–12 мм/ч) и интенсивному испарению в течение периода снеготаяния и поспевания почв к весеннему севу (90–110 мм) увеличения объемов фильтрации поверхностной воды в начале XXI столетия не отмечается. В центральной части этих микроформ в горизонт грунтовых вод весной по-прежнему просачивается 30–50 мм воды. Сохранение подобных величин ежегодного поступления талой снеговой воды в горизонт грунтовых вод не вызывает подъема зеркала водонасыщенного горизонта выше критической глубины. Почвы плакорных участков характеризуются еще большей устойчивостью водного режима, не смотря на положение грунтовых вод непосредственно у критической глубины. Подъем уровня грунтовых вод после аномально многоснежных зимних сезонов выше критической глубины благодаря функционированию новообразованных антропогенных приемников поверхностной воды быстро компенсируется летним расходом влаги на суммарное испарение; зеркало водонасыщенного горизонта к осени вновь опускается ниже критического уровня. Таким образом, ограниченность ресурсов поверхностной воды и низкая водопроницаемость микропористых пород обуславливают устойчивость гидрологического состояния почвенно-грунтовых толщ Ишимской степи водораздельных пространств при динамике климатических условий и сохранение зависимости продуктивности ишимских степных почв от весенних запасов почвенной влаги и сумм атмосферных осадков периода вегетации.

Результаты полевых работ дают основание заключить, что при современных колебаниях климатических условий изменения уровня грунтовых вод по отношению к критической глубине происходят только в почвах нижних частей склонов крупных котловин. Эти почвы развиваются в условиях дополнительного увлажнения грунтовыми водами, поступающими от «куполов» зеркала водоносного горизонта под озерами в центре котловин. Питание озер происходит за счет поверхностного притока талых вод. Если в 1980-е гг. почвы нижних частей склонов крупных котловин развивались при периодическом влиянии на их профиль близлежащих грунтовых вод, то в течение 2002–2016 гг. они функционируют при круглогодичном положении капиллярной каймы грунтовых вод в их профиле. Дополнительное грунтовое увлажнение не способствует увеличению продуктивности этих почв в связи со снижением пористости аэрации в горизонте капиллярного насыщения до критических значений и задержкой прогревания данного горизонта до активных температур в весеннее и летнее время (на 7–10 дней).

При наблюдаемых изменениях климата наиболее ценными в хозяйственном отношении почвами остаются лугово-черноземные почвы микропонижений. Их дополнительное поверхностное увлажнение обуславливает аккумуляцию более высоких, по сравнению с почвами плакоров, запасов доступной растениям влаги (120–150 мм в слое 0–1,0 м) и способствует вымыванию из профиля легкорастворимых солей. Поэтому лугово-черноземные почвы отличаются наиболее высокими урожаями яровых зерновых культур (13–25 ц/га) при минимальном удельном расходе почвенной влаги (до 8 мм/ц зерна).

Список литературы:

Рябова Т.Н., Курачев В.М. Влияние колебаний уровня грунтовых вод на почвообразование // Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. – т. II. – Биогеоценоотические процессы. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976. – С. 40–43.

Гаджиев И.М., Курачев В.М., Хмелев В.А. Особенности развития почв Западно-Сибирской равнины и некоторые вопросы их классификации // Проблемы сибирского почвоведения. – Новосибирск: Наука, 1977. – С.5–16.

Гаджиев И.М., Курачев В.М. Специфика почвообразования и некоторые итоги исследований // Генезис, эволюция и география почв Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. – С. 5–14.

Сляднев А.П. Агроклиматические ресурсы Барабы // Вопросы мелиорации Барабинской низменности. – Новосибирск: Наука, 1970. – С. 20–41.

Сляднев А.П. Циклические изменения агроклиматических условий в южных широтах Западной Сибири (Рекомендации сельскому хозяйству). – Новосибирск: ИПА СО АН СССР, 1973. – 16 с.

Панфилов В.П., Слесарев И.В., Кудряшова С.Я., Сеньков А.А. Современное гидрологическое состояние почв и подстилающих пород // Черноземы: свойства и особенности орошения. – Новосибирск: Наука, 1988. – С.47–57.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОУСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНА ДЛЯ ОСТРОВОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

М.С. Лящевская, К.С. Ганзей

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, lyshevskay@mail.ru

RECONSTRUCTION OF THE HOLOCENE PALEOENVIRONMENT IN THE ISLANDS OF THE PETER THE GREAT BAY (SEA OF JAPAN)

M.S. Lyashchevskaya, K.S. Ganzey

Pacific Geographical Institute FEBRAS, Vladivostok, Russia

В самом большом заливе Японского моря – заливе Петра Великого – у берегов Южного Приморья расположено около 40 крупных и мелких островов, которые в период максимального оледенения были объединены с материком и имели общую флору и фауну. Их отделение произошло в начале голоцена (8-10 тыс. лет назад) во время трансгрессии моря (Велижанин, 1976). Эволюция растительности на разных островах протекала по-своему оригинально и сейчас их почвенно-растительный покров уникален. Вместе с тем исследованные острова находятся в зоне интенсивного антропогенного воздействия, в результате чего на островах произошла значительная трансформация естественных экосистем: сокращение лесных массивов и биоразнообразия (Лящевская, 2015).

Целью работы являлось изучение этапов становления природной среды островов залива Петра Великого в голоцене, с построением карт палеосреды на различные временные срезы, для выявления роли природных и антропогенных факторов формирования геосистем. В период 2009-2016 гг. осуществлялись полевые работы с отбором проб для спорово-пыльцевого, диатомового и радиоуглеродного анализов, всего было изучено 35 разрезов, заложенных на 17 островах. Картографирование палеосреды голоцена для островов залива Петра Великого выполнено в программном пакете Arc Map 10.1 в масштабе 1:25000. На основе построения цифровой модели рельефа островов и подводного берегового склона выполнено моделирование изменений очертаний береговой полосы в зависимости от колебаний уровня моря в голоцене. Кривая колебания уровня Японского моря в среднем-позднем голоцене принята согласно А.М. Короткого (1994). Основным вопросом определения положения береговой линии в периоды регрессии моря является учет скорости подводного осадконакопления. Сотрудники ТОИ ДВО РАН (Карнаух, Суховеев, Листровая, 2011) на основе сейсмоакустических исследований в северной части Амурского залива (западная часть залива Петра Великого) определили особенности осадконакопления в голоцене и суммарную мощность отложений (20-25 м). На временной срез 2300-2000 л.н. мощность осадков в северной части Амурского залива составляет около 3-4 м. Высокие скорости формирования осадочной толщи обусловлены закрытым положением залива и поступлением материала крупными водотоками. При этом А.М. Короткий (1994) отмечает, что в центральной части залива в условиях крутого подводного склона, дефицита наносов в

позднем голоцене и усиления штормовой деятельности произошел уход наносов на глубины свыше 15-20 м, и смещение нейтральной линии до глубины 6-10 м. Учитывая данный факт, при построении линии палеоберега во время регрессии моря в позднем голоцене условно принята нейтральная скорость осадконакопления до глубины 6 метров.

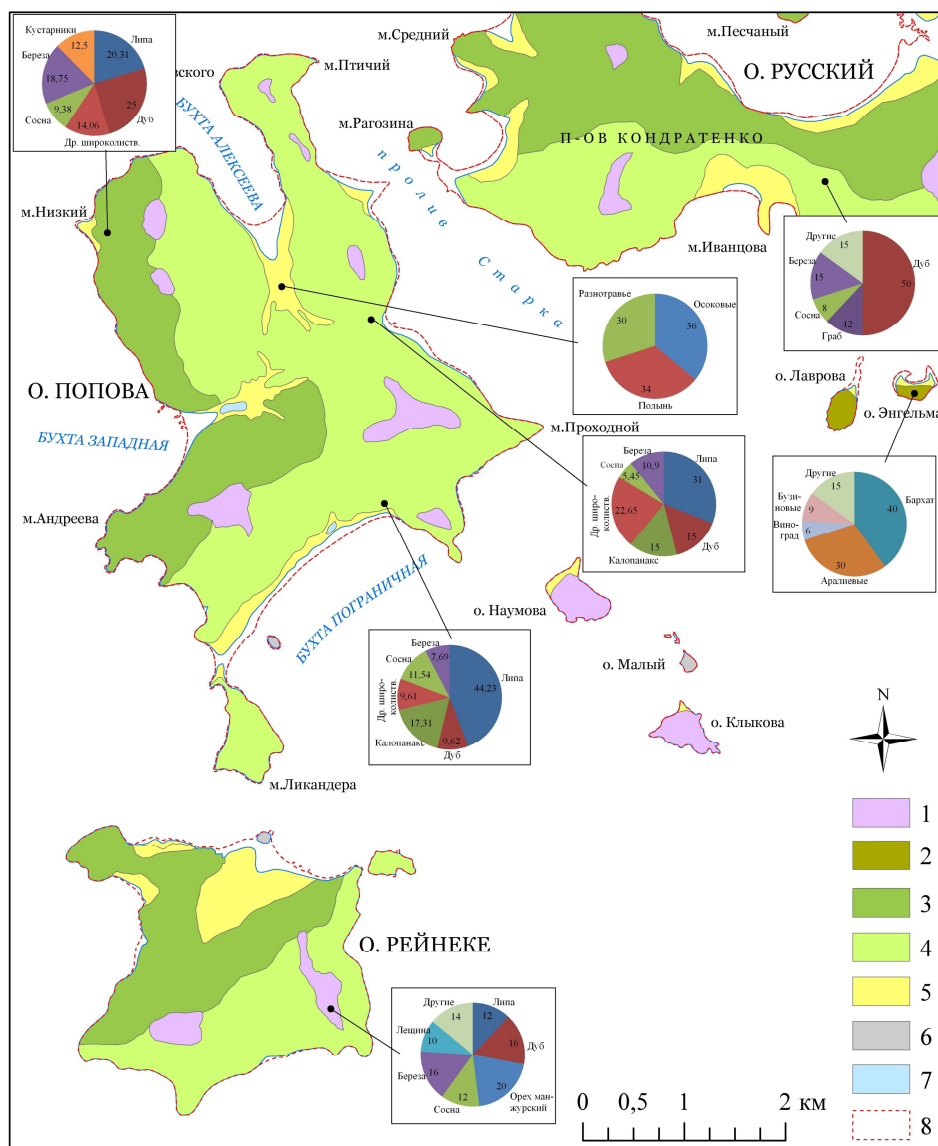


Рис. 1 – фрагмент карты палеосреды островов залива Петра Великого 6000 л.н. 1 - хвойно-широколиственные леса на буроземах оподзоленных; 2 – полидоминантные широколиственные леса на бурозёмо-типичных, сильно скелетных почвах; 3 - дубово-широколиственные леса на бурозёмо-типичных, сильно скелетных почвах; 4 – липово-широколиственные леса на бурозёмо-типичных, сильно скелетных почвах; 5 – влажные луга на луговых глеевых почвах; 6 – без растительного и почвенного покрова; 7 – озера; 8 – линия современного берега.

Начало голоценового периода (10 тыс. лет назад) знаменовалось интенсивным потеплением. Оно носило глобальный характер и сопровождалось деградацией вюрмских ледниковых покровов Европы и Северной Америки, повышением уровня Мирового океана, увеличением высоты снеговой линии в горах, уменьшением площади долинных ледников и продвижением растительных поясов на север. Около 6 тыс. лет назад начался так называемый климатический оптимум, который отождествляют с атлантическим периодом. Резкий подъем уровня Японского моря в начале этого периода, достиг максимума 6.1 тыс. л.н. и превышал современный уровень моря на 2–4 м, что привело к затоплению устьев рек морскими водами и образованию обширных и многочисленных морских лагун и эстуариев.

Климатические условия этого периода были наиболее теплыми и влажными в голоцене: среднегодовая температура была на 3-5°C выше современной, количество атмосферных осадков составляло до 1000-1200 мм (Короткий и др., 1999; Короткий, Вострецов, 2002). В климатический оптимум голоцена площадь островов залива Петра Великого сокращалась, примерно на 5%. Теплые и влажные условия способствовали распространению полидоминантных широколиственных и дубово-грабовых лесов (Лящевская, 2015; Микишин, Гвоздева, 2014). Анализ спорово-пыльцевых данных показал, что самые высокие показатели суммы пыльцы широколиственных, приходятся на температурный оптимум среднего голоцена в районе 6000 лет. Другими индикаторами тепла могут служить высокие значения количества пыльцы бархата (до 40%), граба (до 18%) и других термофильных пород (рис. 1), а также присутствие пыльцы бука, хоть и единичной, но свидетельствующей о расширении его ареала на север.

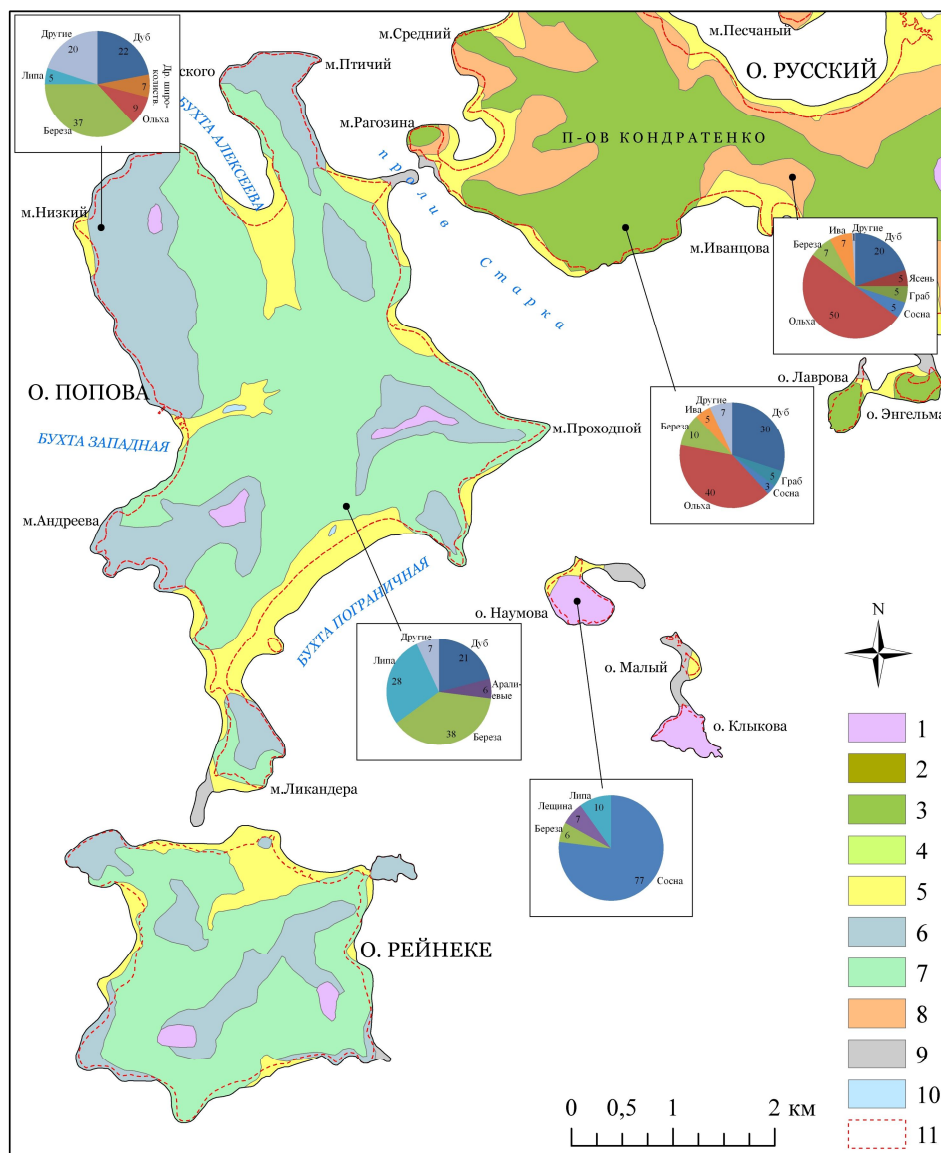


Рис. 2 - фрагмент схематической карты палеосреды островов залива Петра Великого 2400-2000 л.н. 1 – хвойно-широколиственные леса на буроземах оподзоленных; 2 - полидоминантные широколиственные леса на бурозёмо-типичных, сильно скелетных почвах; 3 - дубово-широколиственные леса на бурозёмо-типичных, сильно скелетных почвах; 4 – липово-широколиственные леса на бурозёмо-типичных, сильно скелетных почвах; 5 – влажные луга на луговых глеевых почвах; 6 – березово-дубово-широколиственные леса на буроземах темных; 7 - березово-липово-широколиственные леса на буроземах темных; 8 – ольховники на буроземах глееватых; 9 – без растительного и почвенного покрова; 10 – озера; 11 – линия современного берега.

После температурного максимума началось постепенное снижение среднегодовых температур до значений чуть ниже современных во время кратковременного похолодания в начале позднего голоцена (около 2400-2000 л.н.). Характерной чертой начала позднего голоцена также является усиление фронтально-циклонической деятельности, что фиксируется в увеличении суммы заносной пыльцы, особенно хвойных пород. Понижение уровня Японского моря примерно на 2 м ниже современного уровня (Короткий, 1994) привело к исчезновению или уменьшению в размерах морских лагун, на их месте начали развиваться торфяные болота. Площадь островов увеличивалась, примерно на 15%. Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о снижении суммы пыльцы широколиственных, сокращается разнообразие породного состава, исчезают некоторые термофилы, появляется береза кустарниковая (о-ва Рикорда, Попова). В составе лесной растительности значительно увеличивается участие мелколиственных пород, распространяются ольшаники (Мишкин, Гвоздева, 2014), на ряде островов развиваются хвойно-широколиственные леса (рис. 2) (Родникова и др., 2012; Лящевская и др., 2013; Лящевская и др., 2014; Лящевская, 2015).

В XX столетии наблюдается повышение среднегодовой температуры, что выразилось в увеличении численности широколиственных пород (особенно дуба монгольского, граба сердцелистного) в составе растительности всех островов. Тенденция сокращения хвойных и увеличения широколиственных пород в составе лесной растительности побережья Приморского края началась приблизительно 720±150 (МГУ-759) л. н. (Кузьмина и др., 1987). В настоящее время на о-ве Наумова представлены реликтовые грабово-липово-тисовые сообщества. На малых островах распространены травяно-кустарниково-полукустарниковые сообщества. На некоторых островах сохранились популяции охраняемых видов: тис остроконый (о-ва Наумова), лотос Комарова (о-в Путятин), калопанакс семилопастный (Наумова, Путятин, Попова), лилия двурядная (о-в Путятин). Другие охраняемые виды встречаются редко, что свидетельствует о необходимости активизации охранных мероприятий (Kiselyova et al, 2015).

Антропогенное влияние отражается в послепожарных сукцессиях: так на о. Путятин развиты вторичные дубняки паркового типа, на других островах расширяются площади занятые мелколиственными породами, гмелиноползниками, леспедечниками и лугово-кустарниковыми сообществами (о-ва Фуругельма, Энгельма и др.). На некоторых таких участках наблюдается поросль древесной растительности, свидетельствующая о благонадежном восстановлении леса.

Послойное изучение разрезов позднего плейстоцена и голоцена и их корреляция на основе радиоуглеродного датирования отражают быструю реакцию природной среды островов залива Петра Великого на небольшие и непродолжительные флуктуации климата. Эта реакция проявлялась в изменении структуры растительности, степени заболоченности прибрежных равнин, характере их залесенности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект 15-05-01419).

Список литературы:

- Велижанин А.Г. Время изоляции материковых островов северной части Тихого океана // ДАН. 1976. Т. 231. № 1. С. 205–207.
- Карнаух В.Н., Суховеев Е.Н., Листровая И.А. Высокорастворяющие сейсмоакустические исследования скоплений газа в голоценовых донных отложениях Амурского залива (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2011. №3. С. 56-64.
- Короткий А.М. Колебания уровня моря и ландшафты прибрежной зоны (этапы и тенденции) // Вестник ДВО РАН. 1994. № 3. С. 29–42.
- Короткий А.М., Волков В.Г., Гребенникова Т.А., Разжигаяева Н.Г., Пушкар В.С., Ганзей Л.А., Мохова Л.М. Дальний Восток // Изменение климата ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). – М.: ГЕОС, 1999. С. 146-164.
- Короткий А.М., Вострецов Ю.Е. Особенности развития природной среды в позднем вюрме – голоцене в нижнем течении реки Аввакумовки и сопредельных территориях // Синие скалы – археологический комплекс: опыт описания многослойного памятника. Владивосток: Дальнаука, 2002. – С. 45-72.

Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И., Недешева Г.Н. Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 4. С. 78–89.

Ляшевская М.С., Киселева А.Г., Родникова И.М., Пшеничникова Н.Ф. 2013. Почвенно-растительный покров материкового побережья бухты Табунной и близлежащих островов залива Петра Великого // География и природные ресурсы, 2013. № 3. С. 91–99.

Ляшевская М.С., Киселева А.Г., Родникова И.М., Пшеничникова Н.Ф. Ганзей К.С. 2014. Развитие почвенно-растительного покрова острова Путятина в позднем голоцене (Японское море) // География и природные ресурсы, 2014. № 1 С. 124–133.

Ляшевская М.С. Динамика растительности островов залива Петра Великого // Известия РАН. Серия географическая, 2015. № 3. С. 143–150.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Палеосреда острова Русский (Южное Приморье) в среднем-позднем голоцене // Фундаментальные исследования, 2014, №3, с. 516–522.

Родникова И.М., Ляшевская М.С., Киселева А.Г., Пшеничникова Н.Ф. 2012. Состояние и динамика почвенно-растительного покрова малых островов залива Петра Великого (Японское море) // География и природные ресурсы, 2012, выпуск 33, № 1. С. 96–103.

Kiselyova A.G., Ganzey K.S., Rodnikova I.M., Lyachevskaya M.S., Pshenichnikova N.F. Resilience and conservation value of island geosystems of the southern part of Primorskii Krai (the Sea of Japan) // Resources, Environment and Regional Sustainable Development in Northeast Asia. Proceedings of 2th International Conference (Khabarovsk, October 14–17, 2015). Vladivostok: Dalnauka, 2015. P. 132–136.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА ВПАДИН СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПОСЛЕДСТВИЯ ИХ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СПУСКА

M. Margold^{1,2}, J.D. Jansen³, А.Л. Гуринов⁴, А.Т. Codilean⁵, F. Preusser⁶

¹Факультет физической географии, Стокгольмский университет, Стокгольм, Швеция

²Факультет наук о земле и атмосфере, Университет Альберты, Эдмонтон, Канада

³Институт наук о земле и окружающей среде, Университет Потсдама, Потсдам, Германия

⁴МГУ им М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва, Россия, gurinov.artem@gmail.com

⁵Высшая школа наук о земле и окружающей среде, Университет Уоллонгонга, Уоллонгонг, Австралия

⁶Институт наук о земле и окружающей среде, Университет Фрайбурга, Фрайбург, Германия

GLACIAL-DAMMED LAKES IN THE INTERMOUNTAIN DEPRESSIONS OF NORTHERN TRANSBAIKALIA AND GEOMORPHIC EFFECTS OF THEIR CATASTROPHIC DRAINAGE IN THE PLEISTOCENE

M. Margold^{1,2}, J.D. Jansen³, А.Л. Gurinov⁴, А.Т. Codilean⁵, F. Preusser⁶

¹Department of Physical Geography, Stockholm University, Stockholm, Sweden

²Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada

³Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Potsdam, Germany

⁴Department of Geomorphology and Paleogeography, Geography Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

⁵School of Earth and Environmental Science, University of Wollongong, Wollongong, Australia

⁶Institute of Earth and Environmental Sciences University of Freiburg, Freiburg, Germany

Межгорные впадины Станового нагорья, такие как Чарская и Муйская, а также их горное обрамление (Кодар, Удокан, Южно- и Северо-Муйский хребты) представляют собой арену развития специфических и весьма изменчивых геосистем. Особенности орогидрографического строения территории (а именно, наличие замкнутых котловин и антецедентных участков долин крупных транзитных рек) приводили к тому, что во время позднелейстоценовых (и, вероятно, более древних) оледенений суходольные ныне впадины превращались в огромные ледниково-подпрудные водоемы (Осадчий, 1982; Margold et al.,

2011 и др.). Со времен П.А. Кропоткина и В.А. Обручева в научном мире неоднократно возникали споры о возможности существования и природе озер, их размерах, а также о масштабах и интенсивности древнего оледенения этого внутриконтинентального горного района (Обручев, 1923, Кульчицкий, 1995, Еникеев, 2009). При этом в большинстве случаев выводы о характере и распространении ледников делались лишь на основе общих представлений. В последнее время благодаря развитию геохронологических методов был сделан значительный шаг в расшифровке геологической и геоморфологической истории горных стран, особенно истории плейстоценовых оледенений. Данные полевых наблюдений и анализ материалов предшествовавших исследований, а также применение современных методов абсолютного датирования (космогенный изотоп ^{10}Be) позволили уточнить хронологию развития рельефа Станового нагорья в позднем плейстоцене (Margold et al, 2013, 2014, 2015, 2016). Изучение данных дистанционного зондирования, разрезов рыхлых отложений и сравнительно-географический подход позволили обнаружить многочисленные следы существования Чарского и Муйского (Витимского) ледниково-подпрудных озер, реконструировать их акваторию, а также выявить следы катастрофических паводков.

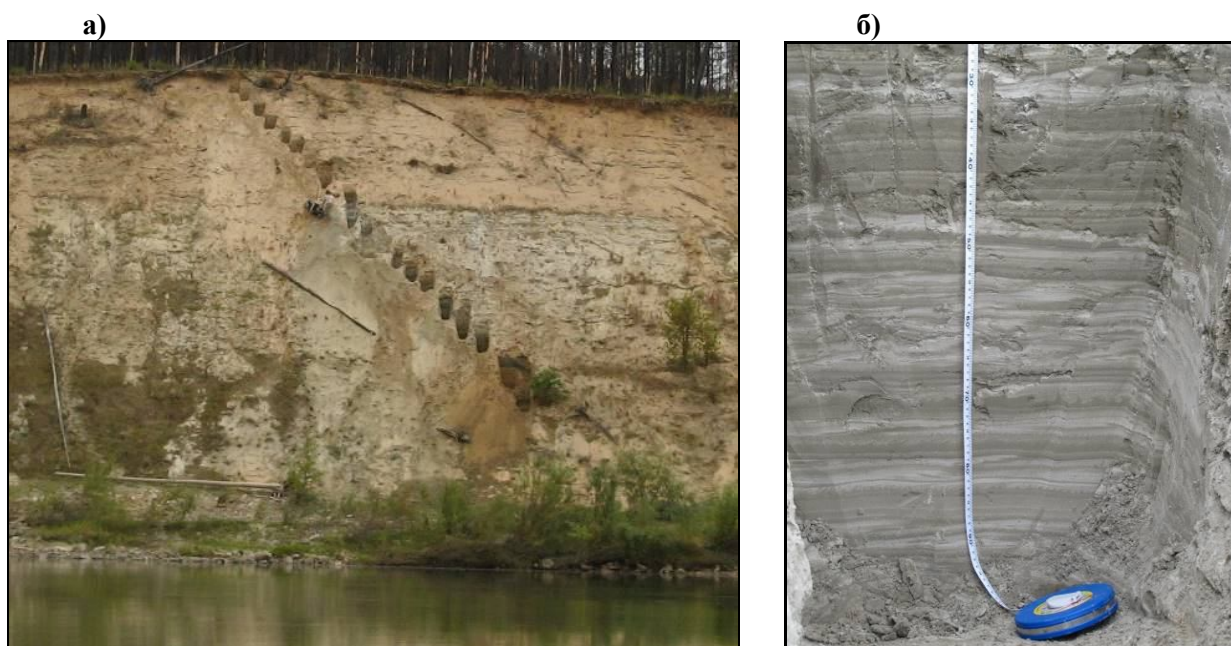


Рис. 1. Тонкослоистые светло-серые озерные отложения мощностью более 8 м на левом берегу р. Муи (Муйская котловина): а) общий план (фото автора); б) то же в более крупном масштабе (фото J.Jansen)

Ледниково-подпрудное Муйское (Витимское) палеозеро в периоды своего максимального развития занимало площадь около 23500 км², распространяясь по долине Витима далеко за пределы системы Муйских котловин на юг, вплоть до водораздела с р. Нерча. Максимальный уровень озера (840 м.) фиксируется по древним береговым линиям (Margold, Jansson, 2011). Свидетельством существования озера являются также тонкозернистые (пески и алевриты) отложения (рис. 1), вскрытые в днище Муйской впадины (Кривоногов, 2010 и др.). Муйское (Витимское) ледниково-подпрудное озеро по своим параметрам (площадь и объем) превосходило большинство известных аналогов: Чуйско-Курайское палеозеро на Алтае, озеро Мизула в Северной Америке и др. Своим возникновением Муйский древний водоем обязан динамике выводного ледника, спускавшегося из центральных районов хребта Кодар по долине р. Сыгыкты и блокирующего сток Витима в районе ур. Оронские Мели.

В разрезе рыхлых отложений Чарской впадины также обнаружены пачки озерных осадков, которые уверенно соотносятся исследователями с холодными эпохами плейстоцена (Осадчий, 1982). Ледяная плотина, препятствующая стоку реки Чары, располагалась у Сулуматского порога и зависела от динамики выводного ледника долины р. Сулумат.

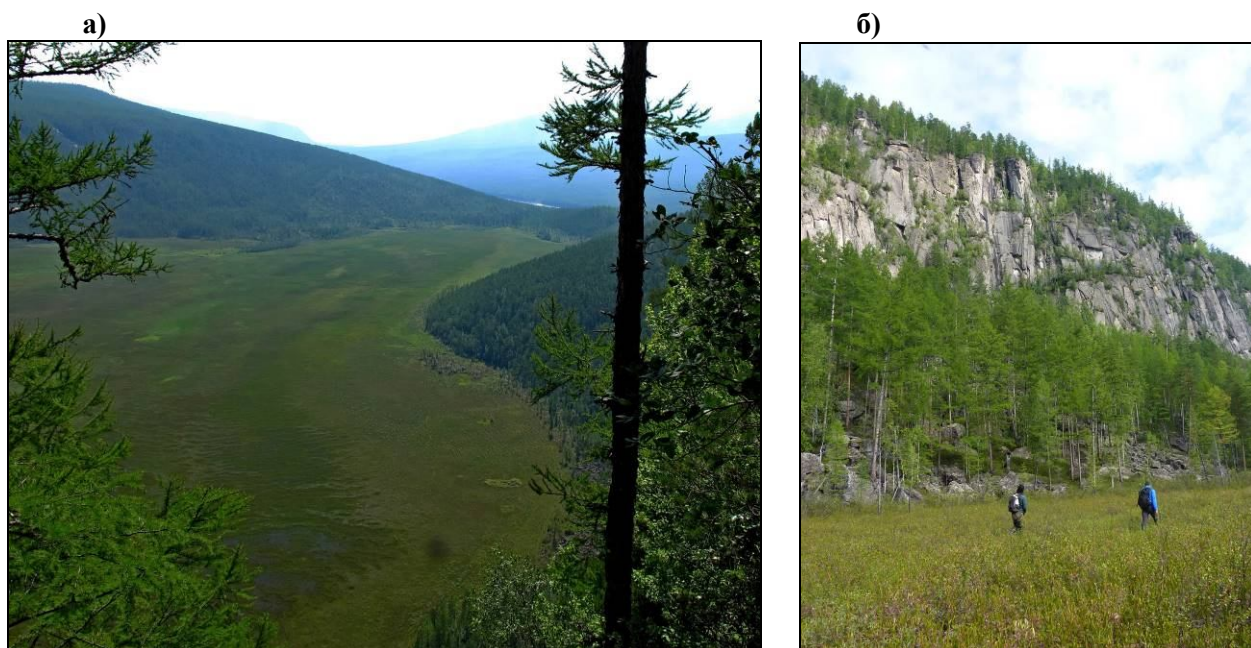


Рис. 2. Каньонообразный врез (ур. Журавлиное болото, ГПЗ Витимский), соединяющий долину р. Витим с долиной его правого притока – р. Амалык: а) заболоченное днище каньона, подножье склонов и долина Витима на заднем плане (вид с бровки крутого эрозионного склона, фото автора); б) обрывистые склоны каньона высотой ~100м и массивы обвальных накоплений у подножья.

Изменение климата и таяние подпруживающих стоки Витима и Чары ледников привели к разрушению плотин и катастрофическому спуску озер – гляциальным суперпаводкам. Последствия таких «потопов» (catastrophic flood, outburst flood) можно обнаружить как в самих котловинах, так и в долинах дренирующих их рек ниже по течению. Геоморфологические свидетельства древних катастроф можно подразделить на 2 основные группы: формы рельефа и отложения суперпаводковой («диллювиальной») - по А.Н.Рудому, 1995) аккумуляции и формы суперпаводковой («диллювиальной») эрозии.

Участок долины Витима от Парамского до Делюн-Оронского порога можно считать областью преобладающей суперпаводковой денудации. Именно на этом отрезке реки встречаются формы рельефа, в формировании которых, вероятно, большую и иногда решающую роль сыграла диллювиальная эрозия. Среди прочих форм (подмываемые борта долины Витима в районе Парамского порога, ур. Оронские Мели и др.) особый интерес вызывает каньонообразный эрозионный врез, расположенный чуть более чем в 100 км севернее Муйской котловины и соединяющий долины рек Витим и Амалык - урочище Журавлиное болото (рис. 2). Параметры каньона (6 x 2 x 0.3 км), геоморфологическое положение и устройство, а также данные абсолютного датирования позволяют напрямую связывать происхождение этой формы рельефа с прорывом и катастрофическим спуском Витимского палеозера (Margold, 2011).

В ходе полевых исследований в долине Витима на отрезке от границы Витимского заповедника вплоть до г. Бодайбо были обнаружены, описаны и продатированы аккумулятивные образования, расположенные на высоте более 100 м над современным урезом Витима (рис. 3), которые по своему строению, составу и геоморфологическому положению аналогичны следам суперпаводковых событий на Алтае и в других горных системах. Данные абсолютного датирования отложений методами OSL и космогенных изотопов (^{10}Be) позволяют говорить о нескольких катастрофических сменах режимов морфолитогенеза в долине Витима за последние 60 тыс. лет.

К формам суперпаводковой аккумуляции в Чарской котловине, по мнению некоторых исследователей (Кривоногов, 2010), следует отнести песчаный массив ур. Мылые Пески, а также грядово-ложбинный рельеф окрестностей Чкаловских озер.

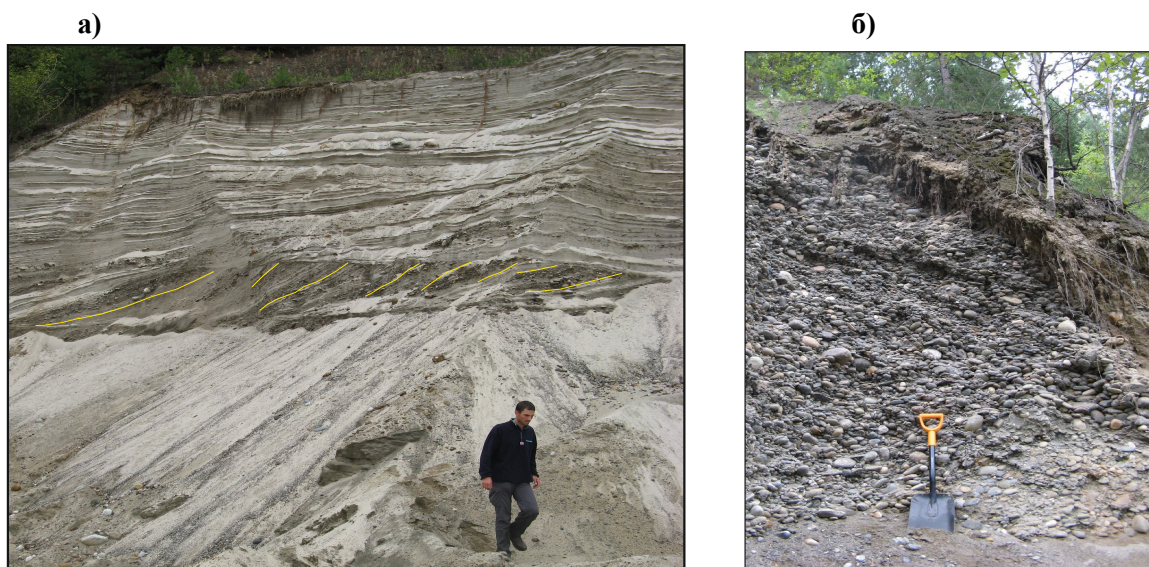


Рис. 3. Суперпаводковые отложения в долине Витима в районе г. Бодайбо на высоте ~ 90м над урезом (фото автора): а) косослоистые пески, гравий, галька, б) галечно-валунная толща, залегающая на песчано-гравийных отложениях.

Таким образом, получена обширная доказательная база не только существования ледниково-подпрудных озер в котловинах Станового нагорья в позднем плейстоцене, но их катастрофического спуска. Мощные залповые выбросы пресных вод вниз по долине Лены, происходившие вследствие прорыва ледниковых плотин и спуска озер Северного Забайкалья, могли оказать заметное влияние на динамику морского льда и региональные климатические особенности Арктического региона.

Список литературы:

- Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири // Геоморфология, 2009, №2. С. 33-49.
- Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене // автореф. дисс. ... док. гео.-мин. наук. Новосибирск, 2010.
- Кульчицкий А.А., Сквитина Т.М., Уфимцев Г.Ф. Возможность быстрого затопления днища Муйской впадины при обвале в Парамском ущелье Витима // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии: Материалы международной конференции "III Щукинские чтения". М., 1995. С. 136-137.
- Обручев В.А. Олекминско-Витимский золотоносный район. Геологический обзор золотоносных районов Сибири, Часть 3. М. 1923. С. 34.
- Осадчий С.С. К проблеме соотношения ледниковых и флювиальных эпох на территории Забайкальского севера//Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 61-71.
- Рудой А.Н., Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии, автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук, Томск, 1995.
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L., Codilean A.T., Preusser F. Reconstructing Glacial Lake Vitim and its cataclysmic drainage to the Arctic Ocean EGU General Assembly Conference 2013 Abstracts 15, 6988.
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L., Reznichenko N.V. Codilean A.T. Late Pleistocene glaciation of the Kodar Mountains, south-central Siberia, constrained by Be-10 exposure dating, EGU General Assembly Conference 2014. Abstracts 16, 9946.
- Margold M., Jansson K.N. Glacial geomorphology and glacial lakes of central Transbaikalia, Siberia, Russia Journal of Maps 2011 7 (1), 18-30.
- Margold M., Jansson K.N., Stroeven A.P., Jansen J.D. Glacial Lake Vitim, a 3000-km³ outburst flood from Siberia to the Arctic Ocean Quaternary Research 2011 76 (3), 393-396.
- Margold M., Jansen J., Gurinov A., Codilean A., Fink D., Preusser F., Reznichenko N., Mifsud Ch. Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum, Quaternary Science Reviews, Volume 132, 2016, p. 161-174.

ЕВРОПЕЙСКИЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

А.К. Маркова

Институт географии РАН, Москва, Россия, amarkova@list.ru

EUROPEAN SMALL MAMMAL FAUNAS DURING THE SECOND PART OF THE MIDDLE PLEISTOCENE

A.K. Markova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

В настоящей работе рассматриваются териофауны второй половины среднего плейстоцена, начиная с лихвинского межледниковья (МИС 11) вплоть до микулинского (эемского) межледниковья (МИС 5е), т.е. от ~ 424 тыс.л.н. до ~130 тыс.л.н. (Lisiecki, Rauno, 2005). В этот значительный интервал времени произошло несколько климатических событий глобального масштаба: выявлено не менее трех климатических циклов (оледенений – межледниковий). Эти события повлияли на экологический облик фаун мелких млекопитающих Европы. Кроме того, за длительный период времени второй половины среднего плейстоцена во многих линиях Arvicolinae произошли эволюционные изменения, отразившиеся на морфологии их скелета, прежде всего зубной системы.

Были проанализированы европейские фауны мелких млекопитающих в интервале продолжительностью около 300 тысяч лет, от лихвинского межледниковья в Восточной Европе = гольштейнского межледниковья в Западной Европе (Holstenian), межледниковья хоксний в Великобритании (Hoxnian) (включительно) (МИС 11, 424-374 т.л.н.) до начала микулинского = эемского (Eemian) межледниковья в Западной Европе = ипсвичиан (Ipswichian) межледниковья в Великобритании (МИС 5е, ~130 т.л.н.). На протяжении этого интервала климатическая обстановка неоднократно менялась.

Начало второй половины среднего плейстоцена по международной шкале (начало среднего неоплейстоцена по шкале РМСК) выделяется по значительному потеплению – лихвинскому (гольштейнскому = хоксинскому) межледниковью. Отложения этого межледниковья залегают на осадках предшествующего эльстерского (Elsterian) оледенения в Западной Европе, оледенения англий (Anglian) в Британии, окского оледенения в Восточной Европе. Этот ледниковый этап представлен в разных частях Европы мореной, флювиогляциальными осадками и лессовыми отложениями. Для отложений стратотипического английского местонахождения Хоксне (слой С) получена дата по урановой серии и ESR, которая равняется 404 ± 33 , -42 ka BP, т.е. хорошо укладывающаяся во временные рамки МИС 11 (Grünk, Schwartz, 2000). Во время лихвинского межледниковья на Русской равнине в лессово-почвенных разрезах перигляциальной зоны сформировался почвенный горизонт инжавинской ископаемой почвы (Величко и др., 1992). По данным Восточной Европы вслед за лихвинским межледниковьем наступило похолодание (МИС 10, 374-337 т.л.н.), сменившееся выраженным потеплением – каменским межледниковьем, во время которого произошло формирование широко распространенной на Русской равнине каменской ископаемой почвы (МИС 9, 337-300 т.л.н.). Вслед за каменским межледниковьем наступило новое похолодание (МИС 8, 300-243 т.л.н.). Последовавшее за ним потепление, выразившееся в формировании в лессово-почвенной толще Русской равнины роменской ископаемой почвы (МИС 7, 243-191 т.л.н.) трактуется по-разному. Ряд исследователей придают ему межледниковый ранг (Болиховская, 1995), другие считают его межстадиальным (Величко и др., 2012).

Выше роменской почвы во внеледниковой зоне Восточной Европы выражен горизонт днепровского лесса, в ледниковой - сложно построенная днепровская морена (МИС 6, 191 - ~ 130 т.л.н.). В Западной Европе этот ледниковый этап получил название заале (Saale), в Великобритании – вольстонин (Wolstonian). Нужно отметить, что в нидерландских стратиграфических схемах указывается более значительная продолжительность заале, чем

продолжительность днепровского оледенения и оледенения англий (Markova, Kolfshoten, 2012).

В Западной Европе наиболее детальная стратиграфия этого периода получена в Великобритании по материалам серии террас Темзы, в которых обнаружены и остатки млекопитающих (Schreve, 2001). Полученные английскими исследователями данные отражают сложный характер второй половины среднего плейстоцена и практически совпадают с восточноевропейскими данными. Также детально исследован этот период по материалам немецкого многослойного местонахождения Шёнинген, где выявлены как межледниковые, так и ледниковые отложения, охарактеризованные фаунистическими находками (Van Kolfshoten, 2014). Эти материалы вполне могут быть прокоррелированы с восточноевропейскими данными.

При рассмотрении фаун этого периода большое внимание уделяется эволюционным преобразованиям в филетической линии водяных полевок *Arvicola*, распространенных по всей территории Европы. Нужно отметить, что наиболее ранняя стадия этого рода по-разному называется в разных европейских странах *Arvicola mosbachensis* = *A. cantianus* = *A. terrestris cantianus*. На протяжении второй половины среднего плейстоцена водяные полёвки претерпели заметные морфологические изменения, отразившиеся на строении их зубов. Особенно показательны изменения эмалевых поверхностей зубов (Маркова, 1975, Heinrich, 1978). Нужно отметить, однако, что исследование параметров этого индекса у современных водяных полевок показало, что эта величина имеет значительную изменчивость. В южных регионах Евразии она выше, чем в северных (Маркова, 1982, Röttger, 1987). Таким образом, использование этого индекса дает лишь очень общее представление о возрасте фауны.

Териологические материалы, относящиеся ко второй половине среднего плейстоцена, отражают значительную сложность природно-климатической обстановки интервала среднего плейстоцена между окским (эльстерским) и днепровским (заале) оледенениями.

Проанализированный материал позволил установить видовой состав мелких млекопитающих лихвинского (гольштейнского = хокснинского), каменского (рейнсдорфского = парфлиит), роменского (шёнингского = санди лейн) межледниковий Европы, а также разделяющих их похолоданий (Chaline, 1972, Heinrich, 1990, Parfitt, 1998, Schreve, 2001, 2004 a-c, Turner 1998, Van Kolfshoten, Roebroeks 1985, Van Kolfshoten 2014, Von Koenigswald, Heinrich, 1999), и свидетельствует о как минимум трех значительных потеплений межледникового ранга (МИС 11, МИС 9, МИС 7) и разделяющих их периодов похолоданий. Завершается этот период днепровской (заале = вольстонийан) ледниковой эпохой (МИС 6).

Наиболее раннему из потеплений – **лихвинскому** межледниковью, коррелируемому с межледниковьем **гольштейн = хоксний** (Holstenian = Hoxnian), отвечают многочисленные местонахождения Восточной Европы (Гульки 1 и 2, Чигирин, Пивиха, Верхняя Еманча, Отказное, Рыбная Слобода, Меджибож, Озерное, Узмари, Александровка 2, Стрелица, Смоленский Брод и др.) (Александрова, 1976, Агаджанян, 2009, Рековец, 1994, Markova 2006 и др.), а также западноевропейские захоронения фауны (Neede, Petersbuch I, Swanscombe, Orhnac 3, Shöningen 13 I, Shöningen 13 DB и др.) (Chaline, 1972, Heinrich, 1990, Schreve 2004 a-c, Van Kolfshoten, 2014, Von Koenigswald, Van Kolfshoten, 1996, Von Koenigswald, Heinrich, 1999 и др.). Во всех этих местонахождениях обнаружены остатки *Arvicola cantianus* (*A. terrestris cantianus*, по Т. ван Кольфсхотену) с индексом эмали 140-125, *Sorex cf. araneus*, *Microtus agrestis*, и *M. arvalis*. В восточноевропейских местонахождениях присутствуют *Lagurus transiens* (прогрессивный тип). Важно отметить, что такие виды как *Sorex (Drepanosorex) savini*, *Pliomys episcopalis*, *Microtus (Stenocranius) gregaloides*, *M. (Terricola) arvalidens* уже не характерны для этого межледниковья.

Похолодание, последовавшее за лихвинским межледниковьем (МИС 10), охарактеризовано пока крайне слабо. К нему по нашим данным относится единственное местонахождение мелких млекопитающих - местонахождение Топка (бассейн Дона) (Красненков, Казанцева, 1993). В этом местонахождении были обнаружены остатки *Arvicola*

chosaricus, отличающейся почти равновеликой эмалью зубов. Полевки “*Terricola*” в местонахождении Топка обнаружены не были.

Более молодое межледниковье, коррелируемое с МИС 9 на Русской равнине, получило название **каменского** (Прилуки, Рассказово, Узунлар, Плавни и др. местонахождения) (Markova, 2006, 2007). В Западной Европе ему отвечает **рейнсдорфское** межледниковье (Van Kolfschoten, 2014), в Великобритании – межледниковье **парфлит** (Schreve, 2004 b). Фауны Парфлита, Грей Террока, Билцинглебена II, Кёрлиха Н и др. коррелируются с этим межледниковьем. Для этого межледниковья характерны водяные полевки *Arvicola* несколько более прогрессивного облика, чем в лихвинское (гольштейнское) межледниковье с индексом эмали зубов 120-110. В Восточной Европе с этим интервалом коррелируются фауны с *Arvicola chosaricus*, *Lagurus aff. lagurus*, *Microtus gregalis*, *M. arvalis*, *M. oeconomus* (Рис. 1).

Стратиграфия	Оледенения, межледниковья	МИС	Западноевропейские местонахождения	Характерные таксоны	Восточно-европейские местонахождения	Характерные таксоны
Вторая половина среднего плейстоцена	заале – вольстониан-днепровское оледенение	6	Грот де Лазаре (СП, СПП), Ариендорф 1, Херсбрук, Бисник (сл. I-IV), Ренен	<i>Dicrostonyx simplicior</i> , <i>Lemmus lemmus</i> , <i>Arvicola terrestris</i> ssp.B, <i>Microtus agrestis</i>	Кипиево 2, Кипиево 1, Павловка, Драбиновка, Данилово, Жукевичи, Коневичи, Чекалин, фл.отл., Стригово, Волжино, Алпатьево, Игоревка	<i>Microtus gregalis</i> , <i>Lemmus sibiricus</i> , <i>Lemmus lemmus</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Dicrostonyx simplicior</i>
	шённингское – санди уейв-роменское потепление (межледниковье)	7	Веймар-Эрингсдорф (ниж.травертин) Маастрихт, Бельведере 4, 3, Лайон Пит, Авелей, Грейс Террок, Вагининген-Франше Кемп 1	<i>Arvicola terrestris cantianus</i> (прогр. тип), <i>Castor fiber</i> , <i>Trogontherium cuvieri</i> , <i>Clethrionomys glareolus</i> , <i>Microtus (Terricola) subterraneus</i> , <i>M. arvalis</i> , <i>M. agrestis</i> , <i>M. oeconomus</i>	Матвеевка	<i>Arvicola chosaricus</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Microtus gregalis</i>
	Похолодание	8	Харнхам, Бисник, сл. 19	<i>Dicrostonyx</i> sp., <i>Lemmus lemmus</i> , <i>Microtus gregalis</i> , <i>M. agrestis</i>		
	рейнсдорфское = парфлит-каменское межледниковье	9	Шённинген Ченел II: 13 II-2, 13 II-3, 13 II-4, За Хаджовской Кейв, Парфлит, Гудмор Гроув	<i>Arvicola terrestris cantianus</i>	Черный Яр, Плавни, Узунлар, Рассказово, Прилуки, Колкотова Балка (кам. почва)	<i>Eolagurus luteus volgensis</i> , <i>Lagurus lagurus</i> , <i>Arvicola chosaricus</i>
	Похолодание	10			Топка	<i>Arvicola ex gr. chosaricus</i>
	гольштейн-хоксний лихвинское межледниковье	11	Нииде, Хоксне сл. B2, B1, Барнфилд Пит, Бисес Пит, Сауфлит Роуд (сл.3), Клактон-он-Си, Шённинген B1, Шённинген I2B, Бильценглебен II, Рациневес	<i>Arvicola terrestris cantianus</i> , <i>Clethrionomys glareolus</i> , <i>Microtus arvalis</i> , <i>Microtus (Terricola) subterraneus</i> , <i>M. agrestis</i> , <i>M. oeconomus</i>	Няравай, Верхняя Еманча, Меджибож, Гуньки 1, Гуньки 2, Чигирин, Чекалин (гиттия), Пивиха, Озерное, Узмари, Колкотова балка (инж. почва), Рыбная Слобода, Отказное (инж. почва), Смоленский Брод	<i>Arvicola cantianus</i> , <i>Lagurus transiens</i> , <i>Eolagurus luteus volgensis</i> , <i>Microtus arvalis</i> , <i>M. oeconomus</i> , <i>M. gregalis</i> , <i>M. agrestis</i>

Рис. 1. Биостратиграфическая схема второй половины среднего плейстоцена Европы

Для последующего похолодания (МИС 8) имеется очень мало данных. В британском местонахождении Харнхем с *Apodemus* sp., *Clethrionomys* sp. *Microtus oeconomus*, *Microtus* sp., остатки наиболее диагностичных видов таких как *Arvicola*, *Microtus (Stenocranius)*, *Lagurus* отсутствуют, но данные датирования OSL позволяют отнести его к МИС 8 (Bates et al., 2014).

Наиболее позднее потепление второй половины позднего плейстоцена, **роменское** потепление (потепление **санди лейн** в Великобритании, **шённингское** межледниковье в Центральной Европе) характеризуется дальнейшими эволюционными преобразованиями в филетической линии водяных полевок, выразившихся в изменении отношения эмали зубов с индексом эмали 102-110 (Van Kolfschoten, 2014, Schreve, 2004c). В Восточной Европе этому потеплению, вероятно, отвечают материалы местонахождения Матвеевка (бассейн Днепра) с *Lagurus lagurus* и *Arvicola chosaricus* (Рековец, 1994). По палинологическим данным это межледниковье хорошо выражено в Восточной Европе (Болиховская, 1995). В Западной Европе к этому времени относятся местонахождения Вагенинген-Франше, Маастрихт-Бельведере 3,4, Веймар-Эрингсдорф и др. (Рис. 1).

Завершает средний плейстоцен сложная днепровская ледниковая эпоха – оледенение заале (МИС 6). Для этого времени имеется достаточное количество данных по фаунам мелких млекопитающих. Фауны этого времени включают холодолюбивые виды *Dicrostonyx simplicior*, *Lemmus sibiricus*, *L. lemmus*. Широкое распространение в это время получили узкочерепные полёвки *Microtus (Stenocranius)*. Водяные полёвки *Arvicola* приобретают еще более прогрессивную морфологию. Степные пеструшки относятся к виду *Lagurus lagurus*. Лесные виды мелких млекопитающих в это время существовали в рефугиумах, главным образом в участках с сильно пересеченной местностью, прежде всего в горах с их многообразием местообитаний.

Таким образом, проведенный анализ териологических данных второй половины среднего плейстоцена Европы, убедительно показал значительные эволюционные изменения фаун мелких млекопитающих в ряде филетических линий полевок. На основании геологических и палеонтологических материалов удастся коррелировать западноевропейские и восточноевропейские местонахождения мелких млекопитающих, что в свою очередь позволяет построить биостратиграфическую схему второй половины среднего плейстоцена для территории Европы (Рис. 1). Экологические особенности мелких млекопитающих разных интервалов второй половины среднего плейстоцена дают важную информацию для реконструкций изменений природно-климатической обстановки на территории Европы и позволяют выявить периоды потеплений и похолоданий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №13-05-00056.

Список литературы:

- Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины // Труды палеонтологического института. М.: Наука. 2009. Т. 289. 675 с.
- Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. М. Наука // Труды геол. Ин-та АН СССР, вып. 291. 1976. 96 с.
- Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Светлицкая Т.В., Цацкин А.И., Чичагова О.А. Геохронология лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины по новым данным // Геохронология четвертичного периода. М. Наука, 1992. С. 28–33.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. 2012. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона). ДАН, том 445, № 4. С. 464-467.
- Красненков Р.В., Казанцева Н.Е. Открытие раннеднепровского аллювия в составе террас Верхнего Дона // Бюллетень региональной межведомственной комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 2, М. 1993. С. 153-161.

- Крохмаль А.И., Рековец Л.И. Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. Киев. 2010. 331 с.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.
- Маркова А.К. Морфологические изменения зубов водяных полевок в плейстоцене // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., Наука. 1981. С. 91-110.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Приднепровья и их значение для палеогеографии и стратиграфии // Автореф. Диссер. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. М.: Институт географии АН СССР. 1975. 24 с.
- Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев. Наукова думка. 1994. 362 с.
- Bates M.R., F.F. Wenban-Smith, S.M. Bello, D.R. Bridgland, L.T. Buck, M.J. Collins, D.H. Keen, J. Leary, S.A. Parfitt, K. Penkman, E. Rhodes, C. Ryssaer, J.E. Whittaker. Late persistence of the Acheulian in southern Britain in an MIS 8 interstadial: evidence from Harnham, Wiltshire. *Quaternary Science Reviews* 101. 2014. P. 159-176.
- Chaline J. Les rongeurs de Pleistocene Moyen et Superieur de France. Paris // Editions du Centre National de la Recherche Scientifique. 1972. 395 p.
- Grün R. and Schwartz H.P. Revised open system U-series/ESR age calculations for teeth from Stratum C at the Hoxnian interglacial type locality, England // *Quaternary Science Reviews*. 2000. 19. P.1151-1154.
- Hienrich W.- D. Zur biometrischen Erfassung eines Evolutionstrends bei *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) aus dem Pleistozän Thüringens // *Säugetierkd. Inform.*, 2, Berlin. 1978. P. 3-21.
- Hienrich W.-D. Some aspects of evolution and biostratigraphy of *Arvicola* (Mammalia, Rodentia) in the central European Pleistocene // *Int. Symp. Evol. Phyl. Biostr. Arvicolid. Prague*. 1990. P. 165-180.
- Markova A.K. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe. *Quaternary International* 160(1) 2007. P. 100-111.
- Markova A.K. 2006. Likhvin Interglacial small mammal faunas of Eastern Europe. *Quaternary International*, Volume 149, Issue 1. P. 67-79.
- Markova A.K. and van Kolfschoten T. Middle Pleistocene small mammal faunas of Eastern and Western Europe: chronology, correlation // *Geography, environment, sustainability*. № 4 (Vol. 05). 2012. P. 17-23.
- Parfitt S. The interglacial mammalian fauna from Barnham. In: N. Ashton, S.G. Lewis & S. Parfitt (Eds.). *Excavations at the Lower Palaeolithic Site at East Farm, Barnham: 1989-94* // British Museum Occasional Paper. 125. 1998. British Museum Press, London. P. 111-147.
- Schreve D.C. The mammalian fauna of Barnfield Pit, Swanscombe, Kent. The Quaternary mammals of Southern & Eastern England. Field Guide. EuroMam UK. 2004a. P.29 -48.
- Schreve D.C. Late Middle Pleistocene (MIS 9) river Thames terrace deposits at Purfleet, Essex. The Quaternary mammals of Southern & Eastern England. Field Guide. EuroMam UK. 2004b. P.49 -67
- Schreve D.C. The mammalian fauna of the penultimate (MIS 7) interglacial in the lower Thames valley. The Quaternary mammals of Southern & Eastern England. Field Guide. EuroMam UK. 2004c. P. 69 – 79
- Schreve D.C. Differentiation of the British late Middle Pleistocene interglacials: the evidence of the mammalian biostratigraphy // *Quaternary Sciences Reviews*. Vol. 20/16-17. 2001. P. 1693-1705
- Turner C. Volcanic maars, long quaternary sequences and the work of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy. *Quaternary International*. 1998. 47/48. P. 41–49.
- Van Kolfschoten T. The Palaeolithic locality Schöningen (Germany): A review of the mammalian record // *Quaternary International*. No 326-327. 2014. P. 469-480
- Van Kolfschoten, T. and Roebroeks W. (eds.). *Maastricht-Belvedere: Stratigraphy, Palaeoenvironment and Archaeology of the Middle and Late Pleistocene deposits* // *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, Vol.39, N1, Haarlem. 1985. P. 1-121
- Von Koenigswald, W. and van Kolfschoten T. The *Miomys* – *Arvicola* boundary and the enamel thickness quotient (SDQ) of *Arvicola* as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene // *The early Middle Pleistocene in Europe*. Balkema, Rotterdam. 1996. P. 211-226.
- Von Koenigswald, W. and W.-D. Heinrich. *Mittelpleistozäne Säugetierfaunen aus Mitteleuropa – der Versuch einer biostratigraphischen Zuordnung*. Darmstädter Beiträge zur Naturgeschichte. 1999. Heft 9. P. 53-112

ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОГО ПАЛЕОЛАНДШАФТНОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

В.А. Низовцев

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
nizov2118@mail.ru

EXPERIENCE OF THE LARGE-SCALE PALEOLANDSCAPE MAPPING

V. A. Nizovtsev

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

В отличие от палеогеографии и эволюционной географии исследования по палеоландшафтоведению и эволюционному ландшафтоведению не имеют столь обширной историографии и насчитывают всего несколько десятилетий. Практически первым о необходимости проведения собственно палеоландшафтных исследований начал говорить В.А. Николаев (1986), подчеркивая, что ретроспективный (палеоландшафтный) анализ современных геосистем - один из важнейших методов осуществления принципа историзма в ландшафтных исследованиях и, что надо стремиться к использованию двустороннего подхода: «от ископаемого прошлого - к современности и от современности - к прошлому». В это время появляются и первые публикации, посвященные палеогеографическим реконструкциям (Куница, 1991). Детальное палеоландшафтное изучение конкретного региона начал проводить Г.И. Юренков, который и ввел в широкий научный оборот понятие «эволюционное ландшафтоведение» (1997). Первые положения палеоландшафтной концепции на базе крупномасштабных исследований голоценовой эволюции мещерских лесных ландшафтов сформулированы Т.А. Абрамовой и К.Н. Дьяконовым (1998). К настоящему времени в различных регионах страны накоплен определенный опыт палеоландшафтных исследований. В их основу положены базовые принципы «классической» палеогеографии. При этом в работах многих палеогеографов (А.А. Величко, А.А. Свиточа, В.В. Климанова, Н.А. Хотинского и др.) неоднократно говорилось о необходимости использования принципа взаимосвязи эволюционного и конкретно-территориального подходов при изучении формирования ландшафтов. Следует отметить, что, к сожалению, во многих публикациях по этой тематике ландшафтная составляющая присутствует преимущественно только в терминологическом плане. Стали появляться и первые опыты крупномасштабного палеоландшафтного картографирования. Можно отметить исследование палеорастительности позднеледниковья и голоцена Восточной Фенноскандии Г.А. Елиной с соавторами (2005), которое по содержанию и представленным картографическим материалам имеет ландшафтный характер.

Крупномасштабное ландшафтно-эволюционное картографирование выполнялось нами на основе сопряженных ландшафтно-археологических исследований в бассейне Средней Дубны на ключевом участке, расположенном на стыке Талдомского и Сергиев-Посадского районов на севере Московской области. Для каждого из основных хронологических срезов голоцена были составлены картосхемы «восстановленных» озерных систем и поселенческой структуры, а для двух периодов - бореального и конца атлантического была реконструирована ландшафтная структура местности и составлены ретроспективные ландшафтные карты («восстановленных» ландшафтных комплексов ранга урочище).

Наши реконструкции основывались на комплексном анализе целого ряда материалов: топографических карт разного масштаба и космо- и аэрофотоснимков, фондовых материалов геолого-гидрологических съемок и разведок торфяных месторождений, археологических сведений по древним поселениям, палинологических и остеологических анализов и, наконец, собственных полевых исследований, включая глубокую шурфовку и бурение.

В подготовительный период было выполнено дешифрирование космоснимков разных лет залетов и аэрофотоснимков (масштаб 1:40000 и более крупных масштабов) и анализ топокарт (масштабы 1:10000 – 1:100000). Особый интерес представляли данные

геологических и гидрогеологических исследований, изысканий разведки торфяных месторождений (сбор материалов в архивах института «Гипроторф» и ПГО «Торфгеология»), лесотаксационные данные. Большое внимание уделялось изучению исторических материалов, которые позволяют с высокой степенью надежности установить особенности хозяйственного освоения ПТК, основные пути их развития. Особое внимание уделялось при этом анализу приуроченности известных археологических памятников к тем или иным элементам ландшафта. В результате были выявлены некоторые закономерности расположения древних поселений и связь их с определенными ландшафтными особенностями. Таким образом, появилась возможность прогнозирования вероятности встречаемости памятников археологии применительно к условиям среднего течения р. Дубны, где большая часть древних поселений погребена под позднейшими отложениями. Именно в таких местах поиски велись наиболее тщательно.

Детальное ландшафтное картографирование выполнялось, прежде всего, на ключевых (модельных) участках. Это дало возможность изучить современную ландшафтную структуру территории, выявить основные черты динамики важнейших ПТК, определить антропогенные изменения в ПТК, оценить современные антропогенные нагрузки и степень антропогенной их трансформации. При проведении работ в Дубнинском массиве в силу плоского рельефа и густого растительного покрова на болотах значительные затруднения вызвало выявление границ природных комплексов на местности. Особое внимание для ретроспективных ландшафтных исследований и реконструкций уделялось исследованию индикаторных компонентов и элементов, которые являются хорошими внешними опознавательными признаками ПТК, измененных в прошлом. Основным выделом на ландшафтной карте является ПТК ранга урочище, генерализованный до типологической категории вид урочища. Это объясняется невозможностью изображения в данном масштабе (1:10000) всех индивидуальных урочищ.

При проведении ландшафтной съемки использование ландшафтно-геоботанического индикационного метода через растения-индикаторы позволяет в определенной степени определить и эдафические свойства ПТК, что дает надежную основу для ретроспективных ландшафтных реконструкций. Для выявления внутренних взаимосвязей в ландшафте проводилось изучение почвенного покрова, исследование так называемой «почвы-памяти». Отмечались эколого-эдафические условия и особенности ресурсного потенциала ПТК. Комплексное профилирование является еще одним действенным методом ландшафтных ретроспективных исследований. Ландшафтные профили дают чрезвычайно наглядную и четкую картину морфологической структуры ПТК, иллюстрируют взаимосвязи между их компонентами. Исследование ландшафтных катен помогает раскрыть горизонтальные связи и позволяет установить последовательность эволюции ПТК во времени, что может служить основой для проведения первичных палеорекоonstrukций на локальном уровне.

Археологические разведочные работы включали детальный осмотр поверхности всей территории ключевого участка, шурфовку и бурение при помощи ручных буров или почвенных щупов в наиболее перспективных для обнаружения древних поселений местах, а также шурфовку и бурение для сбора материалов для реконструкции палеоландшафтных комплексов. Расположение памятников археологии и их привязка к определенным геологическим слоям дает ценные сведения для реконструкции системы расселения и землепользования на обследованной территории в древности. В результате проведенных работ на этом участке был открыт целый ряд неизвестных ранее поселений. Осмотр некоторых памятников, исследованных в предшествующие годы, позволил выявить неизвестные ранее культурные слои.

Выделение границ «восстановленных» палеоозер проводилось по мощности и территориальной приуроченности сапропелей. Наличие сапропеля ассоциировалось с существованием на этой территории древнего озера. Контуры распространения сапропеля совпадают с контурами глубоководной, более 1 метра глубиной, части озера (что объясняется условиями отложения сапропелей). Следовательно, контур озера в целом был

большим, чем контур распространения древнеозерных отложений. Кроме того, границы озер периодически изменялись в результате трансгрессий и регрессий. Таким образом, границы древней озерной системы выделяются лишь с определенным допуском. Чтобы подтвердить наши предположения полученные реконструкции корректировались с данными по археологическим стоянкам. Корректировка выявленных контуров проводилась путем анализа местоположения археологических стоянок, обнаруженным на данной территории. И оказалось, что все поселения, датированные 9000-6000 лет назад, были приурочены именно к берегу древнего озера. Притом что это только те стоянки, что имеют радиоуглеродную датировку, а на самом деле к этому списку можно прибавить еще целый ряд аналогичных стоянок, относящихся к данному периоду по различным археологическим признакам. Учитывались также результаты исследований В.В. Сидорова по выявлению озерных систем бассейна реки Дубны в неолите (1996). В результате выяснилось, что в целом направленность развития Дубнинской озерно-речной системы довольно тесно коррелирует с развитием озерных и речных систем западной части бассейна Волги (Тарасов и др., 1997), в частности Тростенского озера (Гунова и др., 2001) и р. Протвы (Панин, Каревская, 2000).

При проведении палеорекострукции исходного рельефа учитывалось, что литогенная основа (горные породы и внешнее их проявление – рельеф) – самая устойчивая, консервативная, часть ландшафта. Литогенная основа подвергается изменениям в наименьшей степени. Для установления исходного рельефа необходимо полное «снятие» антропогенного фактора (запруды, искусственное террасирование, планация рельефа, овраги антропогенного происхождения, мелиоративные сооружения и т.д.). Достаточно точное установление исходной геолого-геоморфологической основы необходимо еще и потому, что она является важнейшим фактором дифференциации ПТК. Условно говоря, именно особенности литогенной основы, в том числе и рельеф, определяют теоретическое (иными словами, идеальное) распределение ПТК. Основные характеристики рельефа устанавливались, исходя из результатов дешифрирования гипсометрии разномасштабных топокарт, анализов геологического строения территории (по фондовым данным) и собственным данным глубоких раскопов и бурения. В результате были выявлены основные морфолитогенетические комплексы с морфометрическими показателями мезоформ рельефа.

При проведении ландшафтных палеорекострукций мы опирались на известную систему климатической периодизации голоцена, разработанную А. Блиттом и Р. Сернандером и уточненную Н.А. Хотинским и С.С. Савиной (1985), а для района исследований Е.А. Спиридоновой и А.С. Алешинской (1995) и др.

Важнейшей частью исследований служит применение ландшафтно-эдафического подхода при реконструкции ландшафтной структуры территорий в конкретные хроносрезы и составление карт условно-восстановленных (коренных) ПТК (Низовцев, Марченко, 2004). Основной элемент этих исследований составляла оценка эдафических свойств ПТК, составление эколого-динамических рядов коренных растительных сообществ, реконструкция литогенной (геолого-геоморфологической) основы и коренной растительности для основных типов ПТК и на этой базе реконструкция коренной ландшафтной структуры. Выявление и изучение на местности эволюционных рядов ландшафтов и их морфологических единиц дают возможность через пространственные смены восстанавливать этапы их развития.

При реконструкции растительности имеются определенные трудности, так как коренной растительности не сохранилось не только на данной территории, но и на большей части Подмосковья. При восстановлении исходного типа фитоценоза мы исходили из положения, что каждому фитоценозу соответствует определенный тип местообитания – участок территории с определенным сочетанием факторов и свойств, влияющих на произрастание растительных сообществ, т.е. участок территории с определенным сочетанием факторов и экологических свойств, влияющих на произрастание растительных сообществ.

Из огромного числа природных факторов, от которых зависит произрастание фитоценозов, были отобраны важнейшие: рельеф и местоположение, микроклиматические особенности ПТК, трофность (плодородие) субстрата, характер увлажнения и степень

увлажненности. При этом осуществлялась их комплексная оценка с привлечением аналитических материалов.

Зная природные свойства ПТК, можно установить его основные эдафические свойства (конкретный эдафотоп) и, соответственно, исходный тип растительности наиболее полно соответствующий этим свойствам и предвидеть сукцессионные смены современных фитоценозов. Каждому определенному виду ПТК свойственен и определенный специфический ряд сукцессий растительных сообществ. По экологии фитоценозов, растений-индикаторов (экодоминант) составляются сопряженные ряды фитоценозов и местообитаний. Выборка основных видов древесных пород и кустарникового яруса, а также основных группировок наземного яруса для каждого предполагаемого конкретного типа леса или видового состава степных сообществ осуществляется по методике А.А. Видиной (1974), Л.И. Милкиной (1984), В.А. Низовцева (1997), В.А. Низовцева и Ю.Г. Фурмановой (1995) и многочисленным литературным источникам, характеризующим экологические требования растений и их индикаторные свойства. На исследуемый хронологический срез восстанавливается климатический фон и анализируются антропогенные изменения рельефа, мощности накопления и распределения культурного слоя и т.д. Установленные закономерности приуроченности современных растительных сообществ и почвенных разностей к определенным формам рельефа и литологии почвообразующих пород могут быть экстраполированы на определенные хроносрезы с поправками на климатические изменения (принцип актуализма). При реконструкциях исходной, коренной, флоры мы опирались на данные палинологических исследований, проводившихся на исследуемой территории или в аналогичных ландшафтных условиях (Алешинская, Спиридонова, 1998; Гуман, Хотинский, 1981; Спиридонова, Алешинская, 1995 и 1996 и др.). Так как, в первую очередь, учитывались физиологически действующие режимы почвенно-грунтовой среды (эдафические факторы), то и контуры выделов восстановленных лесов соответствуют контурам конкретных типов местообитаний (ПТК).

Следует иметь в виду, что реконструкция изменений ландшафтов по колебаниям климата может вводить в заблуждение, так как внутриландшафтные изменения в реальности не синхронны изменениям климатических условий. Данная методика реконструкции палеоландшафтной структуры на локальном уровне согласуется с концепцией Г.А. Исаченко и А.И. Резникова (1996), по которой предлагается разделение характеристик элементарных ландшафтов на признаки местоположения (относительно устойчивые параметры рельефа и подстилающих пород, определяющих режим увлажнения) и признаки состояний (более динамичные параметры, растительность и почвы). При этом границы современных урочищ, выявленные в ходе картографирования современного ландшафта, являются так называемым «жестким каркасом», предопределяющим пространственное размещение растительных сообществ и почвенных разностей. Близкий подход в исследованиях по зависимости распределения растительного покрова от ландшафтной структуры можно найти в геоботанических работах Г.Н. Огуревой с сотрудниками по Подмосквовью (2006), А.П. Громцева в таежной зоне Фенноскандии (2008) и ряде других исследований.

Выполненная работа показала, что для большей достоверности результатов «восстановления» ландшафтов прошлого необходимы сопряженные палеоландшафтные и палеоэкологические реконструкции и построение палеоландшафтных карт на основе ландшафтно-эдафических интерпретаций спорово-пыльцевых спектров и данных палеопедологических исследований на локальном уровне на модельных участках для основных типов ландшафтных комплексов (на урочищно-подурочищном уровне иерархии морфологических единиц ландшафта). Такая детальность и комплексность палеоландшафтных реконструкций в значительной степени повысит кондиционность результатов исследований и позволит выявить короткопериодные изменения ландшафтной структуры.

Список литературы:

- Видина А.А. Практические занятия по ландшафтоведению. М.: изд-во Моск. ун-та, 1977. 82 с.
- Громцев А.Н. Основы ландшафтной экологии европейских таёжных лесов России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 238 с.
- Гуман М.А., Хотинский Н.А. Антропогенные изменения растительности центра Русской равнины в голоцене (по палинологическим данным) // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. - М.: Наука, 1981. С. 7-19.
- Дьяконов К.Н., Абрамова Т.А. Итоги палеоландшафтных исследований в Центральной Мещере // Известия РГО. — 1998. Т. 130. № 4. С. 10 - 21.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Токарев П.Н. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таежной зоны Восточной Фенноскандии. - СПб.: Наука, 2005. 112 с.
- Исаченко Г.А., Резников А.И. Динамика ландшафтов тайги Северо-Запада Европейской России. - СПб.: Изд. РГО, 1996. 166 с.
- Куница И.А. Палеогеографические реконструкции ландшафтов голоцена // Историческая география ландшафтов: теоретические проблемы и региональные исследования: Тез. докл. I Всесоюзн. Научно-практ. конф. Петрозаводск, 1991. С. 132-133.
- Низовцев В.А., Фурманова Ю.Г. Методика ландшафтного подхода в реконструкции коренной растительности ГИЗЛ «Горки Ленинские» // Сохранение и восстановление природно-культурных комплексов Подмосковья. М.: Улисс, 1995. С.52-55.
- Низовцев В.А. История становления первых природно-хозяйственных систем Подмосковья. // История изучения, использования и охраны природных ресурсов Москвы и Московского региона. М.: Янус-К, 1997. С. 72-81.
- Низовцев В.А., Марченко Н.А. Антропогенный ландшафтогенез — методы и результаты исследований // Функционирование и современное состояние ландшафтов. М.: Городец, 2004. С. 196-213.
- Николаев В.А. Принцип историзма в современном ландшафтоведении // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1986, № 2. С. 10-16.
- Панин А.В. Фазы эрозии на юго-западе Подмосковья во второй половине голоцена по данным радиоуглеродного датирования// Доклады РАН, 2008, том 423, №2, с.251-256.
- Сидоров В.В. Озерные системы бассейна реки Дубны в неолите // Тверской археологический сборник, вып. 2. Тверь: изд. Тверского гос. музея, 1996. С.249-259.
- Спиридонова Е.А., Алешинская А.С. Периодизация мезолита Волго-Окского междуречья по данным палинологического анализа. // Палинология в России. М., 1995. С.72-85.
- Тарасов П.Е., Гунова В.С., Успенская О.Н. Уровни озер бассейна р. Волги, как индикатор изменения климата в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, Геогр. 1997, № 3.
- Спиридонова Е.А., Алешинская А.С. Особенности формирования и структуры растительного покрова Волго-Окского междуречья в эпоху мезолита // Тверской археологический сборник, вып. 2. Тверь.: Тверской государственный объединенный музей, 1996. С. 65-70.
- Спиридонова Е.А., Алешинская А.С. Периодизация мезолита Волго-Окского междуречья по данным палинологического анализа // Палинология в России. М., 1995. С.72-85.
- Хотинский Н.А., Савина С.С. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Изв. АН СССР, Сер. География. 1985.-№4. С. 13-22.
- Юренков Г.И. Введение в эволюционное ландшафтоведение. СПб: Образование, 1997. 283 с.

ПОЖАРЫ В ЭВОЛЮЦИИ ЛАНДШАФТОВ ПОЛЕССКОГО ТИПА В ГОЛОЦЕНЕ

Е.Ю. Новенко^{1,2}, Е.Г. Нагорная¹, И.В. Мироненко¹, Д.А. Куприянов¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

lenanov@mail.ru

²Институт географии РАН, г. Москва, Россия

FIRES IN THE HOLOCENE EVOLUTION OF POLESIE-TYPE LANDSCAPES

E.Yu. Novenko^{1,2}, E.G. Nagornaya¹, I.V. Mironenko¹, D.A. Kuprijanov¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Institute of Geography Russian Academy of Science, Moscow, Russia

Ретроспективный анализ долгопериодной динамики лесных экосистем под воздействием природных и антропогенных факторов, в том числе пожаров, приобрел в последнее время особую актуальность в связи с решением ряда задач, связанных с разработкой региональных сценариев состояния экосистем при глобальных климатических изменениях. Исследования были проведены в Клепиковском районе Рязанской области в юго-восточной части Мещерской низменности. Изучаемая территория относится к ландшафтам полесского типа и представляет собой экстрazonальные и интразональные болотно-лесные геосистемы, обусловленные местными гидрогеологическими условиями и литологическим составом почвообразующих пород (Николаев, 2013). Изучение динамики ландшафтов в голоцене было выполнено на двух ключевых участках (их местные названия «Алексеево» и «Новая Александровка»). Участок «Алексеево» относится к Тумскому моренно-водноледниковому ландшафту, участок «Новая Александровка» находится в пределах Гусевско-Куршинского долинно-зандрового ландшафта (Анненская и др., 1983). Исследования включали детальное изучение стратиграфии и радиоуглеродное датирование торфяных отложений, спорово-пыльцевой анализ, ботанический анализ торфа, на основе которых были выполнены реконструкции динамики растительности и изменение пожарных режимов лесных экосистем изучаемой территории в голоцене.

Бурение торфяных залежей пяти болот и отбор образцов были проведены в ходе полевых работ в 2012, 2014 и 2015 гг., подробный анализ ботанического состава торфа и спорово-пыльцевой анализ были выполнены для двух из них – болота Новоалександровское и Дурное. Все болота имеют небольшие размеры и мощность торфяной залежи 100-110 см, за исключением болота Новоалександровское, глубина подошвы торфа в котором составляет 245 см.

Реконструкция частоты пожаров была выполнена по результатам анализа прослоек углистого материала торфяных отложений всех изученных болот. Учет прослоек угля в торфяных колонках дает приблизительную оценку частоты пожаров на прилегающей территории (Pitkänen et al., 2001). Мы предполагаем, что наличие следов горения в центральной части болот, где было проведено бурение, может быть свидетельством о достаточно сильном лесном пожаре, который затронул не только окраинную часть, но и центр болота. При этом, необходимо учитывать, что данные, полученные по одной скважине, отражают информацию не обо всех лесных пожарах, часть прослоек может быть утрачена вследствие повреждения части торфяной залежи в результате пожара. Учет угольных прослоек был проведен в полевых условиях, в свежих кернах торфяных отложений. Фиксировалась толщина прослоек и их глубина относительно подошвы торфяной залежи. Также велась подробная фотодокументация.

Определение возраста отложений проведено в радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН и в Институте природопользования НАН Беларуси. Калибровка радиоуглеродных дат проведена в программе IntCal13. Модель роста отложений и расчеты скорости накопления торфа были выполнены при помощи программы Bchron (Parnell et al., 2008).

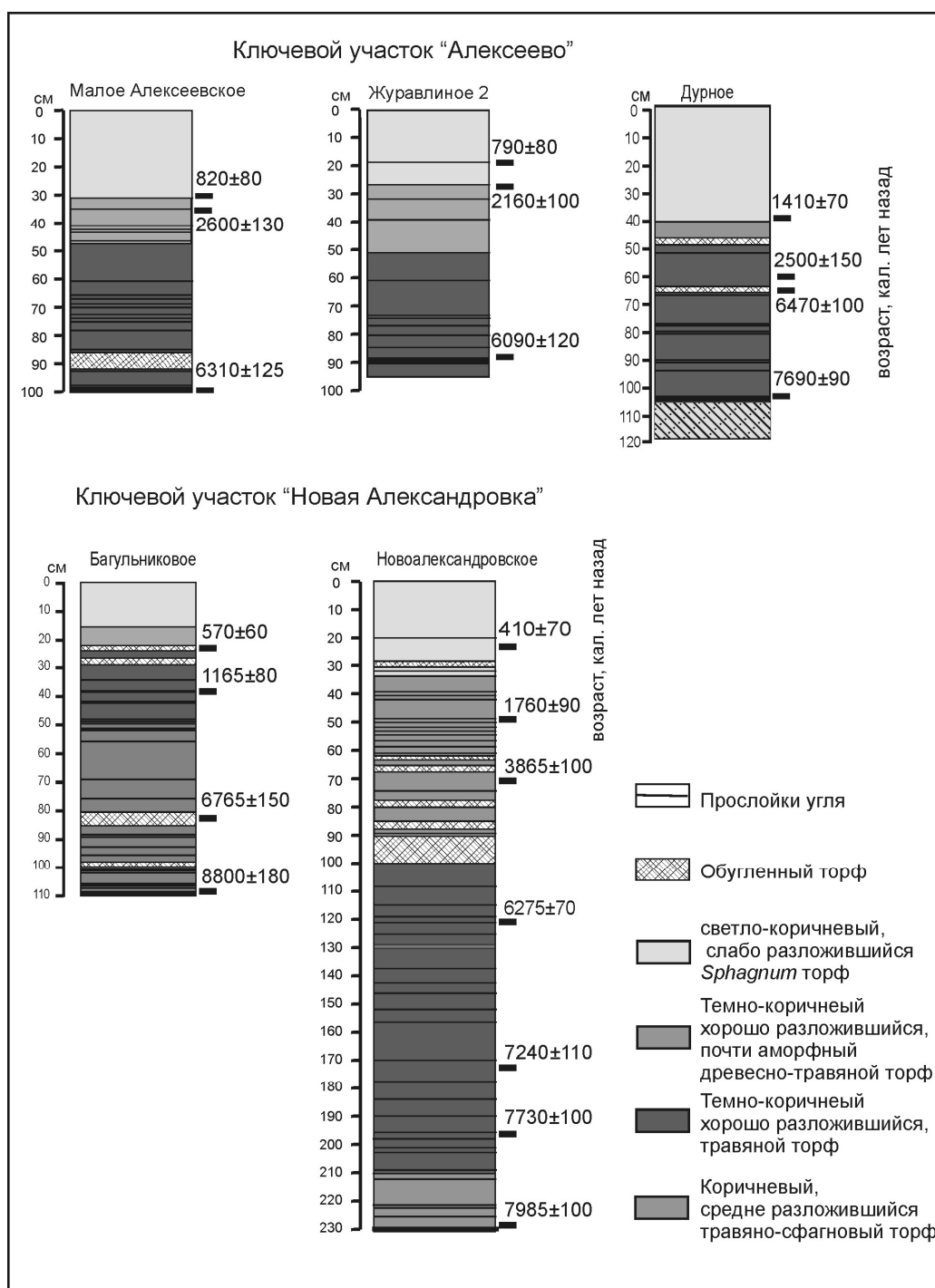


Рис. 1. – Строение торфяных залежей изученных болот, положение пожарных слоев и результаты радиоуглеродного датирования

Полевые исследования показали, что все изученные лесные болота, за исключением самого крупного болота Новоалександровского, на всех ключевых участках имеют схожее строение торфяной залежи (рис.1). Верхняя часть разрезов (15-20 см) представлена слаборазложившимся сфагновым торфом, не содержащим прослоек угля и обугленного материала, ниже отложения представлены хорошо разложившимся травяным или сосново-травяным торфом с большим количеством углистых прослоек. В основании торфяной залежи каждого болота был выделен мощный (толщиной 2-5 см) угольный прослой, что указывает на заболачивание этих депрессий рельефа после крупных пожаров. На участке «Алексеево» возраст базальных горизонтов торфа находится в интервале 7000-6000 кал. л.н. (календарных лет назад), на участке «Новая Александровка» - 9000-8000 кал. л.н.

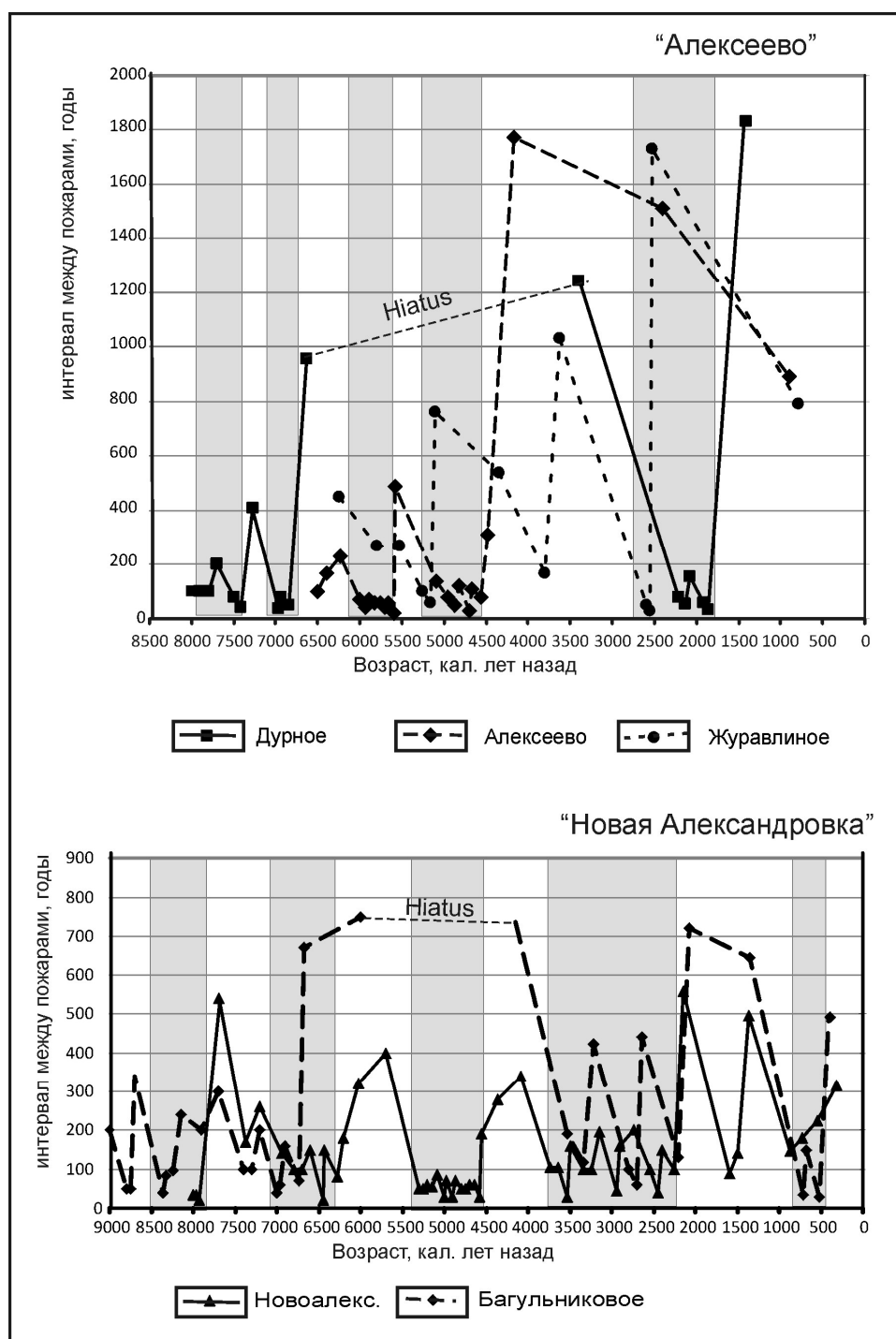


Рис. 2. – Реконструкция межпожарного интервала по результатам подсчетов угольных прослоек в торфяных отложениях болот

Количество углистых прослоек в мелкозалежных болотах на участке «Алексеево» составляет 13 (Дурное), 15 (Журавлиное) и 32 (Алексеево). На втором участке в болоте Новоалександровское выявлено 63 прослойки и Багульниковое содержит 37 слоев. Основываясь на рассчитанных моделях роста отложений, был определен возраст этих прослоек. Принимая во внимание неопределенность возрастных моделей и возможную неполноту данных, проведен подсчет количества прослоек угля, образовавшихся в каждом болоте в течение 1000 лет, что позволило выявить периоды с наибольшей и наименьшей активностью пожаров (рис. 2).

Реконструкция межпожарного интервала по данным торфяных залежей болот на участке “Новая Александровка” позволила выявить следующие периоды наиболее высокой интенсивности пожаров: 8500-7800, 7000-6400 и 3700-2300 кал. л.н., когда частота пожаров

колебалась от 15-20 до 120 лет (рис. 2). На втором участке подобные периоды установлены для временных интервалов 8000-7500, 7000-6600, 6000-5500, 2700-1900 кал. л.н. В остальное время пожары происходили с частотой от 500-600 до 1800 лет. Существенное снижение числа крупных лесных пожаров, затрагивающих болота, реконструировано для периода после 2000 кал. л.н. и до настоящего времени. Признаки только одного пожара зафиксированы на участке “Алексеево” и 3-5 пожаров в интервале 700-500 лет назад на участке “Новая Александровка”, возникновение которых возможно связано с действием антропогенного фактора. За исключением последних двух тысячелетий рассматриваемая территория не была плотно заселена, следовательно, пожары возникали преимущественно за счет природных факторов.

Ботанический анализ торфа болот Новоалександровское и Дурное показал, что развитие болотных геосистем началось со стадии эвтрофного травяного болота с преобладанием в растительных сообществах вейника седеющего и небольшим участием сфагновых мхов и других трав (Новенко и др., 2016). Согласно результатам ботанического анализа торфа низинные травяные и травяно-сфагновые болота существовали в период 7700–5500 кал. л.н. Возможно, на окрайках болот произрастала ольха, пыльца которой присутствует в торфяных отложениях.

Данные палинологического анализа свидетельствуют, что около 8000 кал. л.н. на рассматриваемой территории были распространены березово-сосновые и сосновые леса, возможно сохранившиеся на данной территории с раннего голоцена (Дьяконов, Абрамова, 1998). В спорово-пыльцевых спектрах доля пыльцы деревьев и кустарников составляет около 95%, преобладают сосна и береза, участие пыльцы которых достигает 60 и 35% соответственно. Пыльца широколиственных пород отмечена лишь единично. Возможно, постоянные пожары (реконструированная частота - 70 лет) способствовали сохранению на этой территории березово-сосновых лесов.

Начиная с 7700 кал. л.н. доля широколиственных пород в составе древостоев увеличивается в основном за счет липы и вяза, а с 6500 кал. л.н. в спектрах возрастает процентное соотношение пыльцы дуба, орешника и ольхи, что отражает их активное расселение на изучаемой территории. При этом содержание пыльцы сосны и березы в спектрах остается высоким. На основе этих данных можно предположить, что растительный покров представлял собой сочетание широколиственных лесов с подлеском из лещины, сосновых и берёзово-сосновых лесов.

Такая растительность сохранялась на рассматриваемой территории примерно до 2000 кал. л.н., причем в суббореальном периоде голоцена роль широколиственных лесов возрастала. В период 5500-2000 кал. л.н. периодические пожары и вброс зольных элементов создали благоприятные условия для поселения на болотах сосны и березы и формирования древесно-травяных (сосново-вейниковых) низинных болот. Торфяные залежи всех изученных болот содержат многочисленные прослойки углистого вещества, возрастает также концентрация микрочастиц угля в препаратах для спорово-пыльцевого анализа. Возможно, в результате уменьшения увлажнения, создались благоприятные условия для расселения широколиственных пород, но при этом возросла частота пожаров в сухих сосняках, окружающих болота.

Около 2000 кал. л.н. похолодание и увлажнение климата привели к снижению участия широколиственных пород и внедрению ели в растительные сообщества. Очевидно, что в районе исследований уменьшилось участие широколиственных пород в древостоях, и они сохранялись в наиболее дренированных местообитаниях, в то время как ель поселялась в полугидроморфных экотопах. Частота пожаров также снизилась.

Результаты изучения верхних горизонтов торфяных залежей (верхние 35-40 см, возраст 410 ± 70 кал. л.н. для болота Новоалександровское, и 1410 ± 70 кал. л.н. для болота Дурное) свидетельствуют о значительных изменениях как в локальной растительности болот, так и на окружающей территории. В болотах в этот период произошел частичный переход на атмосферное питание, что диагностируется произрастанием мезо- и олиготрофных видов

сфагновых мхов *Sphagnum angustifolium* и *S. fallax*. Постепенно обилие сфагновых мхов увеличилось, что привело к смене древесно-сфагновых мезотрофных ценозов сфагновыми. Для спорово-пыльцевых спектров из верхних 40 см торфяных залежей болот характерно почти полное выпадение пыльцы широколиственных пород и ели из спорово-пыльцевых спектров, появление пыльцы культурных злаков и растений-индикаторов нарушенных грунтов. Эти признаки отражают существенную трансформацию растительности вследствие антропогенного воздействия.

Полученные данные показали, что на протяжении среднего и позднего голоцена на развитие рассмотренных полесских ландшафтов существенное влияние оказали природные пожары. Периодичность пожаров на изучаемой территории была высокой в периоды 9000-5000 и 3000-2000 кал. л.н., когда временной интервал между лесными пожарами составлял от 70 до 200 лет. Причем, наибольшее количество прослоек угля в торфе сформировалось в период 8000-7000 кал. л.н. После 2000 кал. л.н. частота пожаров существенно снижается, при этом интервал между пожарами возрастает до 500 лет.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ 16-17-10045.

Список литературы:

Анненская Г.Н., Мамай И.И., Цесельчук Ю.Н. Ландшафты Рязанской Мещеры и возможности их освоения. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – 246 с.

Дьяконов К.Н., Абрамова Т.А. Итоги палеоландшафтных исследований в Центральной Мещере // Известия РГО. — 1998. – Т. 130. – № 4. – С. 10–21.

Николаев В.А. Парагенезис полесий-ополей в Центральной России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. – 2013. – № 5. – 45–50.

Новенко Е.Ю., Волкова Е.М., Мироненко И.В., Куприянов Д.А., Батанова А.К. Эволюция ландшафтов Юго-восточной Мещеры в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Серия 5: география. – 2016. – № 2 (в печати).

Parnell A.C., Haslett J., Allen J.R.M. et al. A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history // Quat. Sci. Rev. – 2008. – Vol. 27. – P. 1872–1885.

Pitkänen A., Tolonen, K., Jungner, H. A basin-based approach to the long-term history of forest fires as determined from peat strata // Holocene. – 2001. – Vol. 11(5). – P. 599-605.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЭОЛОВЫХ ЛАНДШАФТОВ ВИЛЮЙСКОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ТУКУЛАНОВ МАХАТТА И КЫСЫЛ-СЫР)

М.Р. Павлова¹, Н.А. Рудая^{2,3}, А.А. Галанин¹

¹ Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Россия, Nigaer@yandex.ru

² Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия, nrudaya@gmail.ru

³ Новосибирский государственный университет, Россия

DEVELOPMENT OF AEOLIAN LANDSCAPES IN THE VILYUI RIVER BASIN IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE: THE MAXATTA AND KYSYL-SYR TUKULANS CASE STUDIES

M.R. Pavlova¹, N.A. Rudaya^{2,3}, A.A. Galanin¹

¹ Melnikov permafrost Institute, Siberian Branch of Russian Academy of Science, Yakutsk, Russia

² Institute of Archaeology and Ethnography, Siberian Branch of Russian Academy of Science

³ Novosibirsk State University, Russia

Вилуйский бассейн является одним из районов распространения реликтовых и современных песчаных ландшафтов эолового генезиса в Якутии, называемых в данном регионе тукуланами. На исследуемой территории эоловые ландшафты занимают значительные площади порядка 60 тыс. км². Наиболее крупные древние песчаные массивы приурочены к долине нижнего и среднего течения р. Вилуй (Григорьев, Павлов, 1977).

Формирование эоловых ландшафтов в Вилуйском бассейне было длительным и многократным. Начало их зарождения и развития связано с ксеротермическими эпохами плейстоценовых оледенений, имело свое продолжение в неогляциальной эпохе голоцена и Малом ледниковом периоде и продолжается до сих пор.

В достаточно теплые и влажные климатические периоды рассматриваемого промежутка времени происходило зарастание, закрепление эоловых ландшафтов, формирование почв, которые в очередные сухие этапы подвергались дефляции. Данный фактор способствовал разрушению и исчезновению почвенного и растительного покрова и погребению (почв и деревьев) молодыми наносами (Томская, 1973).

В 2014-2015 гг. авторами комплексно исследованы два тукулана – Махатта и Кысыл-Сыр. В пределах дюнных массивов заложена и изучена серия разрезов, позволившая расшифровать несколько страниц недавней истории природы и условий формирования уникальных эоловых ландшафтов Вилуйского бассейна (Центральная Якутия).

Выполненная палеогеографическая реконструкция основана на результатах литолого-криофациального, палинологического, радиоуглеродного анализов, а также на литературных источниках.

В основании тукуланов Вилуйского бассейна (в частности, Махатта и Кысыл-Сыр) лежит аллювиальная пачка отложений представленная косослоистыми песками среднезернистыми с прослоями гравия и мелкой гальки (русловая фация). На кровле пачки залегают суглинки с тонкодисперстным растительным детритом (пойменная фация). Время формирования данной толщи относится к каргинскому интестадиялу. Климат в данный период был достаточно суровый и резкоконтинентальный, что способствовало формированию полей и покров эоловых песков с сингенетическими повторно-жильными льдами (Гитерман, 1963; Томская, 1973; Фотиев, 2006). Спорово-пыльцевые спектры, полученные из аллювиальных отложений, свидетельствуют об относительно бедном растительном покрове окружающих ландшафтов (Павлова, Галанин, Рудая, 2016).

Многие исследователи (Гитерман, 1963; Фотиев, 2006; Шофман и др. 1977) сходятся на том, что в каргинское время в исследуемом регионе доминировали относительно сухие лиственнично-кустарниковые редколесья с примесью *Betula alba*, а также различные варианты кустарниковых тундр, обедненных степей (тундростепей) и лугов. На более сухих

участках – на водоразделах и бровках террас – встречались рощи из *Pinus pumila* и *Pinus sylvestris*. Из кустарничков доминировали плаунки, верескоцветные и др. Вероятно, что в пойменных ландшафтах Вилюя, кроме типичных ивняково-ольховниковых ассоциаций и лугов, где-то сохранялось островное развитие еловых лесов (Галанин и др., 2015).

Выше каргинского пойменного горизонта в разрезе тукуланов залегает пачка эоловых отложений мощностью до 20-23 м, формировавшаяся в сартансий стадиал. О сухих и холодных климатических условиях той эпохи свидетельствует перекрестная слоистость песков, указывающая на поступательную динамику эоловых процессов, криотурбированность суглинистых отложений. Рыхлое сложение и высокая пористость указывает на воздушное осаждение частиц; крайне низкая льдистость и практически полное отсутствие растительных остатков – о климатических условиях холодной криопустыни (Галанин и др., 2015).

В данный период, возможно, происходит практически полное исчезновение древесной растительности на территории Вилюйского бассейна и в Центральной Якутии в общем, что приводит к распространению криостепей и каменистых полупустынь.

12,5 тыс. л.н. эоловые процессы постепенно затухают, а всхолмленная поверхность дюнных массивов начинает постепенно закрепляться куртинами *Artemisia*, *Thymus*, *Polygonum*, некоторых видов злаков. Сначала произошло закрепление наиболее пониженных участков – котловин выдувания и междюнных понижений (Галанин и др., 2015).

В пределах тукулана Кысыл-Сыр в одном из разрезов была вскрыта толща погребенного торфяника мощностью 2 м, перекрытого сверху толщиной современных эоловых песков. Для каждого пласта торфа выполнен анализ пыльцы и спор растений, а также определен абсолютный возраст. Полученные данные позволили с определенной точностью реконструировать события, которые происходили в пределах тукулана Кысыл-Сыр и изучаемого региона в целом.

Около 10 тыс. л.н. в днищах котловин выдувания и междюнных понижениях полынно-злаковые сообщества сменились лугами с фрагментами лиственничной лесотундры. На более сухих пространствах распространились березовые редколесья. Около 9 тыс. лет назад в наиболее увлажненных днищах междюнных котловин тукуланов развивались луговые ассоциации, сменившиеся затем осоковыми болотами (Павлова, Галанин, Рудая, 2016).

Около 6-5 тыс. л.н. в растительном покрове тукулана снова происходят существенные изменения. В результате повышения среднегодовых температур происходит увеличение глубины сезонного протаивания (Галанин и др., 2015).

Происходит постепенное отступление лесотундры к северу и иссушение болот, вследствие чего начинают преобладать сосновые леса, в основном из *Pinus sylvestris*, с примесью березы. Возможно, местами были развиты березовые редколесья (Павлова, Галанин, Рудая, 2016; Andreev et al., 2009).

В последние 2,5 тыс. лет сосновые леса продолжали развиваться и закреплять поверхности тукуланов. Леса периодически подвергались пожарам, которые уничтожали огромные площади и способствовали активизации очередной (современной) фазы эоловых процессов. Вследствие восстановления растительных сообществ увеличивается доля березы, которая постепенно вытягивается хвойными деревьями. Полученные данные подтверждаются результатами анализа спорово-пыльцевых спектров из разреза осадочной толщи тукулана Махатта за период 700-2600 тыс. л.н. Встречающаяся в спектрах *Gelasinospora* – индикатор пожаров (Andreev et al., 2009), также свидетельствует о данном факте.

Во время Малого ледникового периода эоловые процессы в регионе вновь активизировались. Абсолютные датировки погребенных почвенных горизонтов и деревьев свидетельствуют о том, что возраст современных активных дюн в Вилюйском бассейне не превышает 400-600 лет (Галанин и др. 2015).

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 16-35-50147_мол_нр, гранта Главы республики Саха (Якутия) для студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов 2016 г., РФФИ-РС(Я) № 15-45-05129 р_восток_а.

Список литературы

1. Галанин А.А., Дьячковский А.П., Лыткин В.М., Бурнашева М. П., Шапошников Г.И., Куть А.А. Результаты определения абсолютного возраста образцов в радиоуглеродной лаборатории Института мерзлотоведения СО РАН// Наука и образование. – 2015. – № 4 – С. 45-49.
2. Галанин А.А., Павлова М.Р., Дьячковский А.П., Павлов Б.А. Феномен тукуланов Центральной Якутии: плейстоценовая криопустыня // Наука и техника в Якутии. – 2015. – № 2 (29) – С. 30-31.
3. Гитерман Р.Е. 1963. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. М.: Изд-во Академии наук СССР. 191 с.
4. Григорьев К.Д., Павлов П.Д. 1977. О происхождении эоловых песков (тукуланов) Центральной Якутии // Природа и хозяйство Сибири. Якутск: Изд-во института мерзлотоведения СО АН СССР. С. 53-54.
5. Павлова М.Р., Галанин А.А., Рудая Н.А. Палинологические и радиоуглеродные данные о верхнечетвертичных отложениях дюнного массива – тукулан Кысыл-Сырский (Центральная Якутия) // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. – 2016. – №1 (13) – С. 100-107.
6. Томская А.И. 1973. История развития Якутии в четвертичном периоде // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука. С. 99-102.
7. Фотиев С.М. 2006. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. Т. X, № 2. С. 3-26.
8. Шофман И.Л., Кинд Н.В., Пахомов М.М., Прокопчук Б.И., Виноградова С.Н., Сулержицкий Л.Д. Форова В.С. Новые данные о возрасте отложений низких террас в бассейне р. Вилюй // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1977. – № 47. – С. 100-107.
9. Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeiser L., Kuznetsova T.V., Kuzmina S.A., Boborov A.A., Tarasov P.E., Novenko E.Y., Meyer H., Derevyagin A.Y., Kienast F., Bryantseva A., Kunitsky V.V. 2009. Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoi Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia // Boreals. Vol.38, P. 72-110.

БАЗА ДАННЫХ ПО АБСОЛЮТНОМУ ВОЗРАСТУ АЛЛЮВИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ И СИБИРИ И ЕЕ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

А.В.Панин^{1,2}, Е.Ю.Матлахова¹, А.Р.Аляутдинов¹, В.Н.Семин¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия,
matlakhova_k@mail.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

DATA BASE ON NUMERICAL AGES OF ALLUVIUM IN RIVER VALLEYS IN EUROPEAN RUSSIA AND SIBERIA AND ITS PALAEOHYDROLOGICAL INTERPRETATION

A.V.Panin^{1,2}, E.Yu.Matlakhova¹, A.R.Alyautdinov¹, V.N.Semin¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Использование статистической обработки абсолютных датировок для анализа палеогидрологических изменений и флювиальной активности в голоцене было предложено в начале 1990-х гг. (Macklin and Lewin, 1993) и с тех пор применялось в разных регионах Западной и Центральной Европы (Macklin and Lewin, 2003; Thorndycraft, Benito, 2006; Starkel et al., 2006; Hoffmann et al., 2008) и северо-западной Африки (Zielhofer, Faust, 2008; Zielhofer et al., 2008). Методика статистической обработки и представления эволюционировала от гистограмм некалиброванных ¹⁴C дат (Macklin and Lewin, 1993) и кумулятивных кривых (Macklin and Lewin, 2003) к функциям плотности вероятности (PDFs – probability density functions), суммированным по массивам предварительно классифицированных калиброванных дат (Johnstone et al., 2006).

На территории России анализ распределения ^{14}C датировок для выявления эпох флювиальной стабильности и активности проводился на территории Восточно-Европейской равнины (ВЕР) на материале датирования преимущественно погребенных почв на поймах и в дне балок (Alexandrovskiy, Krenke, 2004; Александровский, Александровская, 2005; Сычева, 2011). Суммированные плотности вероятности (СПД) применялись для изучения хронологии эрозионных процессов в Юго-Западном Подмоскowie (Панин, 2008; Panin et al., 2009) и для изучения истории развития долины Верхнего Днепра (Panin et al., 2014). Однако в этих исследованиях задействована лишь небольшая часть всего имеющегося массива абсолютных датировок. Поэтому авторами была предпринята попытка выполнить исследование хронологии флювиальной активности на всей территории России – отдельно для ВЕР и для Сибири – на основе как можно более полного массива данных (Panin, Matlakhova, 2015). Для этой цели было проанализировано около 150 публикаций по ВЕР и более 100 публикаций по Сибири, содержащих абсолютные датировки отложений разномасштабных форм флювиального рельефа (речных долин, балок, оврагов).

Порядка 10% датировок по ВЕР и около 20% по Сибири было отфильтровано как ненадежные или не сопровождавшиеся достаточно детальной информацией о местах пробоотбора. После этого в базе данных осталось около 1000 ^{14}C датировок по ВЕР и около 500 ^{14}C датировок по Сибири. Большая часть датировок по ВЕР приурочена к центральным ее районам, по Сибири – к южным (Алтай, Предалтайская равнина, Прибайкалье, Забайкалье). Все датировки в базе данных сопровождались базовой информацией о географическом и геоморфологическом положении, стратиграфии разреза и датированном материале.

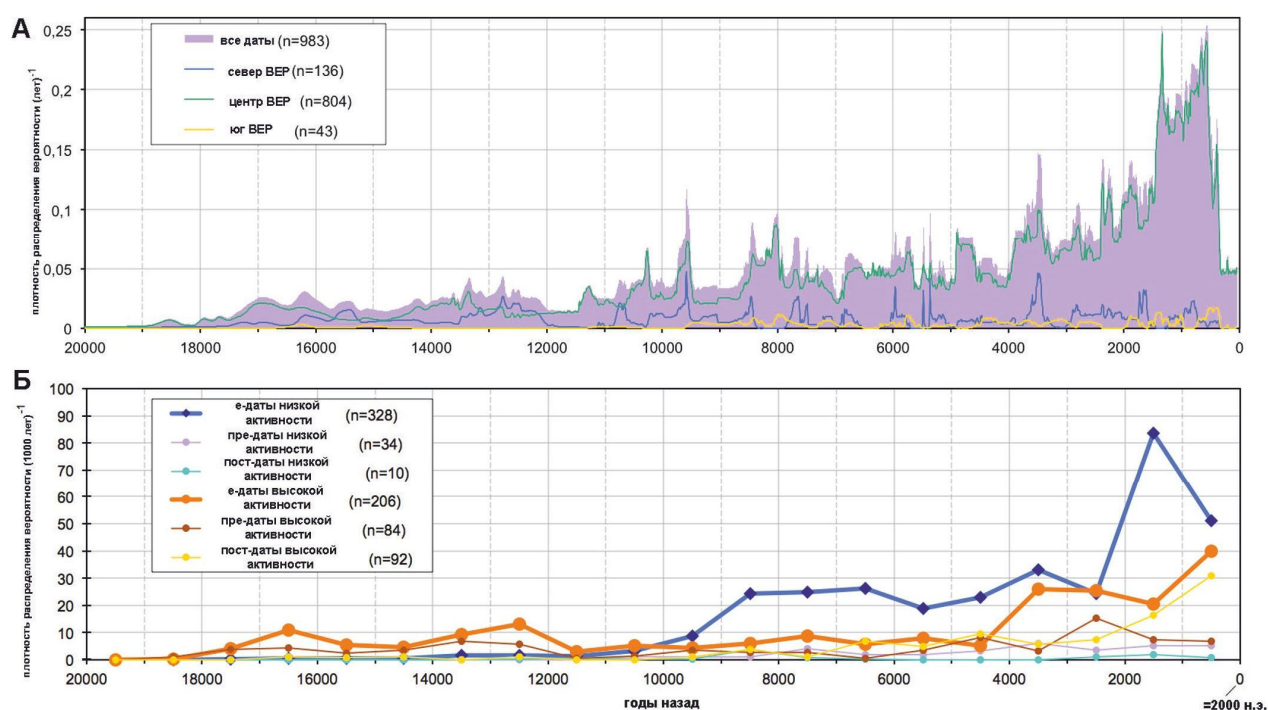


Рис. 1 – Распределение датировок в базе данных по ВЕР по разным интервалам времени (по: Panin, Matlakhova, 2015). (А) – Суммированная плотность вероятности (СПВ) всех дат. (Б) – Число индексированных (интерпретированных) датировок в единицах на 1000 лет.

Анализ был ограничен периодом последних 20 тыс. лет, т.е. временем после LGM (рис. 1). Детальная палеогидрологическая интерпретация была сделана для последних 12 тыс. лет (голоцен). Все датировки в базе данных были проиндексированы как даты высокой активности (high-activity, HA-даты) и низкой активности (low-activity, LA-даты) в соответствии со следующими седиментологическими и геоморфологическими индикаторами (см. детальное обсуждение процедуры в работе Panin, Matlakhova, 2015). Индикаторы низкой

активности: седиментологические (органические горизонты (почвы, торфа) в толще пойменного или овражно-балочного аллювия) и геоморфологические (малые палеорусла). Индикаторы высокой активности: седиментологические (активное осадконакопление на речных поймах, в днищах оврагов и балок и на конусах выноса) и геоморфологические (спрямления речных русел путем образования эрозионных каналов на пойме, другие проявления паводковой эрозии на поймах, эрозия в днищах балок и оврагов; врезание рек; большие палеорусла).

Стратиграфическая позиция датированных образцов относительно документируемого локального палеофлювиального события (ЛПС) может различаться. Можно выделить два принципиальных случая (Macklin, Lewin, 2003; Starkel et al., 2006; Thorndycraft, Benito, 2006 и др.). Образцы, взятые из центральных частей слоев, непосредственно датируют то ЛПС, которое связано с этой литолого-стратиграфической единицей: это "даты событий" (event-dates: е-даты). Даты из стратиграфических контактов предложено именовать "датами изменений" (Macklin and Lewin 2003), или "замыкающими датами" (Thorndycraft, Benito, 2006), которые указывают на трансформацию флювиального режима от активного к стабильному и наоборот. Мы также следуем этому подходу и выделяем "даты изменений" (change dates: с-даты). Однако мы полагаем, что датировки из стратиграфических контактов несут двойную информацию – как о верхнем, так и о нижнем из контактирующих слоев, т.е. о двух ЛПС, но в каком-то случае это с-дата, а в каком-то – е-дата. Даты изменений, в зависимости от их положения в кровле или подошве слоев, выступают как пред-даты или пост-даты (древнее или моложе датируемого явления, соответственно). Например, дата из кровли погребенного под аллювием торфяника индексируется одновременно как е-дата для периода низких паводков (конец этого периода) и как пред-дата для последующего периода высоких паводков, приведших к погребению торфяника.

В общей сложности возможность для палеогидрологической интерпретации предоставили около 650 дат по ВЕР, документирующих ~750 ЛПС, и ~150 дат по Сибири, документирующих ~200 ЛПС. Для ВЕР датировки высокой и низкой флювиальной активности представлены примерно в равном количестве. Однако для Сибири специфика массива данных такова, что большая часть датировок отражает события низкой флювиальной активности (палеопочвы, торфа). Часть дат низкой флювиальной активности могла быть интерпретирована как пост- или пред-даты для высокой активности. Однако датировок, напрямую датирующих события высокой флювиальной активности для Сибири – не более десятка, что осложняет палеогидрологическую интерпретацию.

Последовательность минимумов и максимумов на графике плотности распределения вероятности была использована для выделения этапов высокой и низкой активности. Форма графиков ПВ позволяет выявить иерархию событий. Были выделены три иерархических подразделения: палеогидрологические эпизоды (вековые масштабы), фазы (тысячелетние масштабы) и эпохи (изотопно-кислородные стадии (МИС) или их значительные части).

Эпизоды высокой и низкой активности (*high-activity*, *HA-эпизоды*, *low-activity*, *LA-эпизоды*) были выделены по графикам относительной плотности вероятности – ОПВ (рис. 2). Большинство эпизодов соответствует конкретным пикам на графиках относительной плотности распределения вероятности высокой и низкой активности. Однако для выделения пиков принимались во внимание не только даты событий (е-даты), но и даты изменений (с-даты – пре- и пост-даты). В некоторых случаях пики дат высокой и низкой активности совпадают. Такие эпизоды были выделены в отдельную группу и названы эпизодами контрастной активности (*contrast-activity*, *CA-эпизоды*).

Палеофлювиальные фазы были выделены по разнице между ОПВ высокой и низкой активности и по осредненным графикам (рис. 3). Осреднение проводилось непрерывно скользящим окном шириной 500 лет не только по е-датам, но и по всему массиву дат высокой и низкой активности, включая как е-даты, так и с-даты (372 и 382 даты, соответственно). В доголоценовое время после LGM на территории ВЕР преобладают индикаторы высокой активности. Это дает основания для выделения в пределах МИС 1 двух

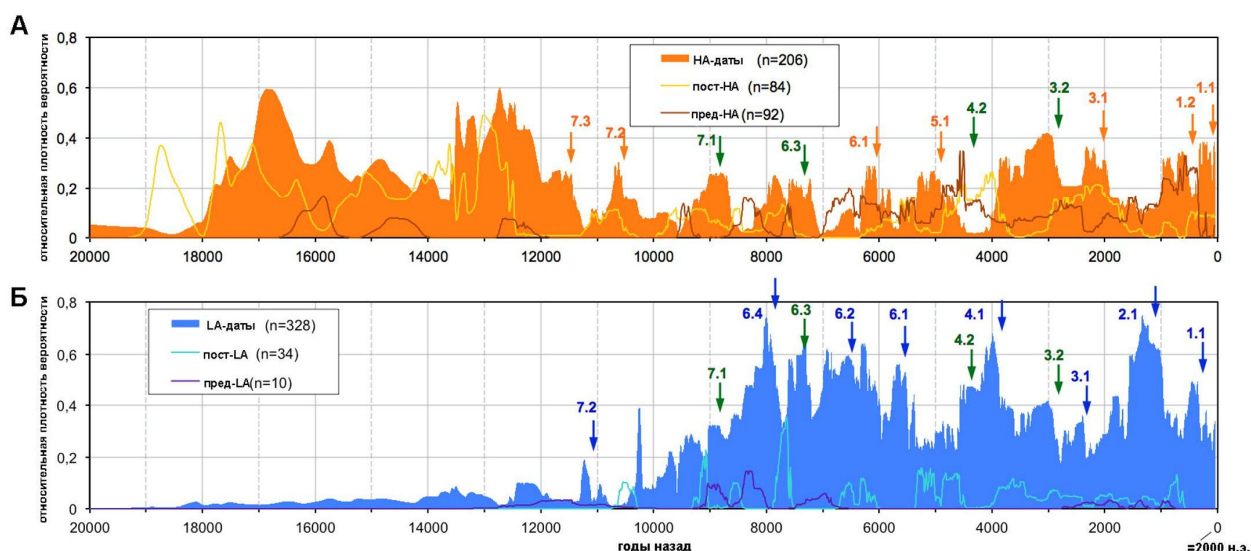


Рис. 2 – Относительные плотности вероятности (ОПВ) дат высокой (НА) и низкой (ЛА) флювиальной активности (по: Panin, Matlakhova, 2015). Стрелки и численные индексы – палеофлювиальные эпизоды: оранжевые – высокой активности, голубые – низкой, зеленые – контрастной активности.

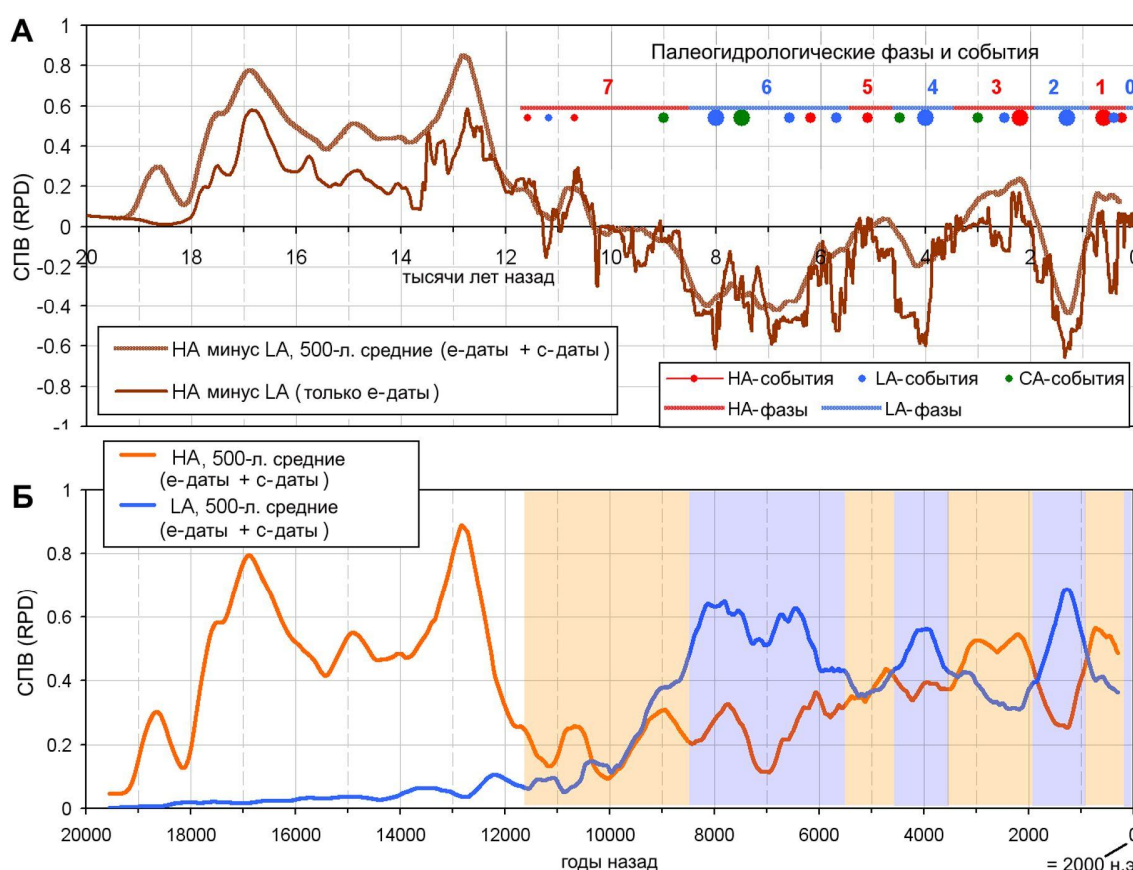


Рис. 3 – Изменения флювиальной активности на ВЕР в голоцене (по: Panin, Matlakhova, 2015). (А) – Разность СПВ высокой и низкой активности и голоценовые палеофлювиальные фазы и эпизоды. Крупные кружки показывают наиболее выраженные эпизоды. (Б) – СПВ высокой и низкой активности, осредненные методом движущегося окна. Цветовой фон показывает палеогидрологическую периодизацию – фазы высокой (красный) и низкой (голубой) активности.

отдельных палеогидрологических эпох с существенно различным гидрологическим режимом – голоценовой (0-11,7 тыс.л.н.) и пост-LGM (11,7-18 тыс.л.н.). В голоцене разница между плотностью распределения дат высокой и низкой активности на ВЕР в основном отрицательная, это связано с хорошей доступностью доказательств эпизодов низкой активности (в первую очередь, датированных по ^{14}C погребенных почвенных горизонтов). По этой причине были проанализированы не абсолютные, а относительные колебания графиков высокой и низкой активности.

Всего в голоцене на территории ВЕР было выделено 19 палеофлювиальных эпизодов, среди которых 7 эпизодов высокой активности, 8 эпизодов низкой активности и 4 эпизода контрастной активности. Чтобы оценить надежность выделенных эпизодов, мы проанализировали их представительность с помощью различных индикаторов (седиментологических, геоморфологических), их присутствие в различных регионах (север, центр, юг Восточно-Европейской равнины) и проявление в бассейнах различного размера. Интенсивность отдельных эпизодов оценивалась по высоте соответствующих пиков на графиках ОПВ.

Сопоставление данных, полученных по Восточно-Европейской равнине и по Сибири показывает схожую картину палеогидрологических изменений в последнее тысячелетие (отклик на климатические осцилляции средневекового теплого периода и Малого ледникового периода). Однако в более ранние эпохи сходство уменьшается. Судя по всему, различия палеогидрологического режима этих регионов обусловлены особенностями атмосферной циркуляции: на ВЕР основное влияние на изменения увлажненности оказывает динамика западного переноса воздуха, в Сибири же наряду с западным переносом существенную роль играет тихоокеанский муссон, значение которого возрастает в восточном направлении.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 14-05-00146).

Список литературы:

- Александровский А. Л., Александровская Е. И. Эволюция почв и географическая среда. — М.: Наука, 2005. — 223 с.
- Панин А.В. Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет// Доклады Академии Наук, 2008б, том 423, №2, с.251-256.
- Сычева С.А. Малый климатический оптимум голоцена и малый ледниковый период в памяти почв и отложений пойм рек Русской равнины // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2011. No 1. С. 79-93.
- Alexandrovskiy A.L., Krenke N.A. Stages of soil formation on floodplains in the centre of the Russian Plain // *The Geoarchaeology of River Valleys*. Ed. by H.Dobrzanska, E.Jerem, T.Kalicki. Budapest: Archaeolingua. 2004. P.171-184.
- Hoffmann T., Lang A., Dikau R. Holocene river activity: analysing ^{14}C -dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quat. Sci. Rev.* 27, 2008, 2031–2040.
- Johnstone E, Macklin M, Lewin J, 2006. The development and application of a database of radiocarbon-dated Holocene fluvial deposits in Great Britain. *Catena* 66: 14–23.
- Macklin, M.G, Lewin, J. 1993. Holocene river alluviation in Britain. *Zeit. Geomorph., Suppl.* 88, 109–122.
- Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A., Bronnikova M.A., Filippov V.V., Sheremetskaya E.D., Zaretskaya N.E., Zazovskaya E.P. Absolute chronology of fluvial events in the upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications. *Geochronometria*. 2014, 41(3), 278-293.
- Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia // *Geomorphology* 108 (2009) 71–91.
- Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*, 2015, 130: 46-61.
- Starkel L, Soja R, Michczynska DJ, 2006. Past hydrological events reflected in Holocene history of Polish rivers. *Catena* 66: 24-33.
- Thorndycraft VR, Benito G, 2006. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25: 223-234.

Zielhofer C., Faust D., Linstadter J. Late Pleistocene and Holocene alluvial archives in the Southwestern Mediterranean: Changes in fluvial dynamics and past human response. *Quat. Int.* 2008, 181, 39–54.

Zielhofer, C., Faust, D. Mid- and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quat. Sci. Rev.* 2008, 27, 580–588.

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БЕЛАРУСИ: МУРАВИНСКИЙ (МИКУЛИНСКИЙ/ ЭЕМСКИЙ) И ГОЛОЦЕНОВЫЙ ЭТАПЫ

Н.М. Писарчук, Е.А. Козлов

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, kozlovea@bsu.by

INTERGLACIAL SEDIMENTS OF BELARUS: EEMIAN (MIKULIAN / MURAVIAN) AND HOLOCENE STAGES

N.M. Pisarchuk, E.A. Kozlov

Belorussian State University, Minsk, Belarus

Состав отложений. Межледниковые отложения Беларуси накапливались в условиях мягкого и влажного климата. Их формирование определено естественной эволюцией озерно-болотных комплексов с низкой проточностью (Еловичева, 1993; Зерницкая, 1998; Зерницкая, 2016) в условиях ледниково-аккумулятивных ландшафтов. В составе отложений муравинского этапа отмечены: пески и супеси ($1,24 \pm 1,31$ м); торф ($0,82 \pm 0,89$ м); гиттия, диатомит и сапропелит ($1,07 \pm 1,46$ м); глины, суглинки и илы ($0,87 \pm 1,02$ м); известняк, мергель и алевроит ($1,22 \pm 1,16$ м). Среди отложений голоценового этапа представлены: пески, супеси и ил опесчаненный ($0,62 \pm 0,55$ м); сапропель кремнеземистый, смешанный и карбонатный ($0,41 \pm 0,25$ м); сапропель грубо- и тонкодетритовый ($0,42 \pm 0,23$ м); торф ($0,37 \pm 0,23$ м); глины, суглинки и ил глинистый ($0,40 \pm 0,31$ м).

Группы отложений по составу и генезису. Смена их по стратиграфическому разрезу подчиняется следующей тенденции: терригенные аллохтонные → терригенные автохтонные → аутигенные аллохтонные → аутигенные автохтонные → аутигенные аллохтонные → терригенные автохтонные → терригенные аллохтонные. Фактический же ряд отложений стратиграфической колонки не полный, и отражает индивидуальные особенности развития в рамках указанной тенденции. На муравинском этапе, где имели место несколько климатических оптимумов (Демидова, 2009; Еловичева, 2001; Писарчук, 2008; Писарчук, 2015; Писарчук, 2011), указанная тенденция проявляется более полно.

Территориальные структуры. В пределах рассматриваемого региона наилучшим способом анализа структуры отложений мы посчитали территориально-хронологический с опорой на сетку районов, выделенных по типам палинологических диаграмм межледниковий позднего плейстоцена (Махнач, 1971). Такой выбор разрешает две задачи: создает возможность территориального обобщения и привязки к фазам развития растительности. Динамика палиноспектров последней фиксирует хроносрезы на относительной шкале (Палеогеография кайнозоя Беларуси, 2002). Дополнительно для седиментационных колонок, принадлежащим смежным участкам районов, построены дендрограммы близости кластерного анализа евклидовой метрики, чем доказаны значимые различия выборок между районами. Границы палинологических районов тяготеют к значимым геоморфологическим рубежам, на возможность чего указывает А.В. Кожаринов (Вынаев, 1981; Кожаринов, 1997).

Концентрация отложений. Выявлено, что вне зависимости от общей мощности отложений за хроносрез, продолжительности времени накопления, географического положения седиментационной колонки, в интервал климатического оптимума концентрация какого-либо одного вида отложений была не возможна. Так в муравинский этап наибольшая концентрация отложений наблюдается: супесь – 45,6 усл. % (mr-1), песок – 19 усл. % (mr-2), мергель – усл. 5,7 % (mr-3), диатомит – усл. 5,5 % (mr-7), алевроит – 8,1 усл. % (mr-9), ил –

6,3 усл. % (mr-11), торф – 71,1 усл. % (mr-12). Соответственно глина, известняк, гиттия, дью и сапропелит не сконцентрированы в каком-либо хроноинтервале, а в хроноинтервалах с mr-4 по mr-6, mr-8 и mr-10 не концентрируется ни один вид осадков. В голоценовый этап концентрация осадков более размеренна: песок – 11,9 усл. % (DR-I), ил глинистый – 8,6 усл. % (BL), супесь – 8,2 усл. % (AL), сапропель кремнеземистый – 5,0 усл. % (SA-2). Соответственно глина, суглинок, ил опесчаненный, сапропели карбонатный, смешанный, грубо- и тонкодетритовый, а также торф не сконцентрированы в каком-либо хроноинтервале, а в хроноинтервалах DR-II, DR-III, с PB-1 по SA-1, SA-3 не концентрируется ни один вид осадков. То есть в межледниковье в определенных ландшафтно-климатических ситуациях концентрируются преимущественно песок, супесь, ил глинистый (мергель, алевроит, ил), сапропель кремнеземистый (диатомит). Минеральные (терригенные аллохтонные) материалы песок и супесь концентрировались на начальных этапах межледниковья ($19,1 \pm 0,5$ % мощности). Аллохтонные материалы концентрировались на ранних этапах межледниковий – ил глинистый, мергель (37 ± 7 % мощности). Обогащенные силикатами аутигенные автохтонные материалы концентрировались в постоптимальном интервале межледниковий – диатомит, сапропель кремнеземистый (60 ± 15 % мощности).

Тенденции накопления. Группировка седиментационных колонок муравинского этапа выявила преобладание следующего материала: на севере (северо-запад и северо-восток) песок (31 ± 3 % мощности) и торф (28 ± 7 % мощности); в центре – ил (17 % мощности), супесь (26 % мощности), к западу – мергель (24 % мощности), к востоку – песок (17 % мощности); на юго-западе – диатомит (33 % мощности), алевроит (25 % мощности); на юго-востоке – супесь (21 % мощности), гиттия (20 % мощности). Органическая аутигенная составляющая материала разнится, как выяснилось, во всех районах. Мощность супеси в отложениях с северо-запада на юго-восток существенно не изменяется (22 ± 5 %), а вот мощность торфа меняет значительно (21 ± 15 % мощности) и чуть больше в восточных районах.

В муравинский этап разнообразие представленных осадков растет при движении с севера на юг, а их мощности существенно разнятся и дифференцируются. Все седиментационные колонки олигодоминантны по материалу (присутствует не много доминантов), но не монодоминантны (доминанта занимает порядка 1/3 суммарной мощности седиментационной колонки). Представлено пять структур накопления (по доминантам).

Территориальная группировка седиментационных колонок голоценового этапа выявила преобладание следующего материала: на севере (северо-запад, северо-восток) и в центре преобладают сапропели карбонатный и кремнеземистый, грубо- и реже тонкодетритовый (12 ± 2 % мощности), торф (13 ± 4 % мощности); на юге, западе и востоке преобладают песок (23 ± 6 % мощности), супесь (20 ± 4 % мощности), реже – торф (12 ± 6 % мощности).

В голоценовый этап степень доминирования относительно возрастает с севера на юг. Тонкий минеральный материал в состав доминант не вошел. Различия в соотношении доминант подтверждают наличие лишь двух структур накопления. Большинство колонок полидоминантно: доминант несколько, ни одна не выражена ясно (коэффициент доминирования менее 1,66).

В рассматриваемые этапы складываются разные картины структуры накопления материала: завершенная (сформированная) в муравинском этапе, и продолжающая формирование с не дифференцируемыми региональными чертами – на голоценовом этапе. В доминанты отложений не вошли тонкие минеральные илы. Как правило, степень доминирования и разнообразие представленных в колонках видов осадков возрастает с севера на юг.

Зависимости накопления отложений. При оценке динамики структуры осадков в хронологической последовательности определены базовые черты изменений на муравинском этапе:

- преобладание не терригенного аллохтонного материала на западе и юго-западе региона;

- завершение процесса заполнения котловин в 57 % случаев аутигенным материалом (торф, сапропель);
- увеличение доли терригенного автохтонного материала в центре (с mг-5 по mг-8) и на северо-востоке (с mг-6 по mг-9) региона, напрямую связанное с естественной эволюцией водоемов лесной зоны;
- преобладание аутигенного автохтонного материала на юге в постоптимальное время;
- принципиальное сходство типологической структуры отложений в палинозоне *Picea* (диатомит, песок) и *Carpinus* (гиттия, супесь); *Quercus mixtum* (супесь, торф) и *Pinus+Quercus mixtum+Betula* (гиттия, песок); *Picea+Pinus* (супесь, мергель) и *Pinus+Betula+Quercus mixtum* (мергель, супесь);
- принципиальное различие на западе, в центре и на севере региона типологической структуры *Pinus+Betula* (супесь, торф) и *Pinus+Quercus mixtum* (алеврит, песок);
- наибольшая выравненность и сходство структуры отложений в палинозоне *Tilia* (для хроносреза mг-5 коэффициент концентрации отложений мергель, торф, гиттия повсеместно менее 1,1);
- хорошие индикативные свойства для палинозоны *Picea+Pinus* накопления известняка; для палинозоны *Pinus+Quercus mixtum+Betula* – сапропелита; для палинозоны *Pinus+Quercus mixtum* – алеврита; относительно хорошие для палинозоны *Picea* – диатомита.

При оценке динамики структуры осадков в хронологической последовательности определены базовые черты изменений на голоценовом этапе:

- повсеместное преобладание аутигенного автохтонного материала, в частности – во второй половине голоцена;
- увеличение доли терригенного аллохтонного материала в предоптимальное (BO) и постоптимальное (SB) время;
- стабильность накопления аутигенного аллохтонного материала в постоптимальное (SB, SA) время на юге региона;
- актуальное заполнение озерных котловин без накопления значимой мощности терригенного аллохтонного материала, в частности на севере, востоке и в центре региона;
- проявление смены видов осадков в указанной тенденции в основном на северо-востоке региона;
- существенные отличия в структуре осадков в климатический оптимум голоцена, состоящие в подъеме фона мощности отложений с $0,45 \pm 0,2$ м до $0,5 \pm 0,18$ м при низкой степени концентрации ($1,18 \pm 0,16$), заключающиеся в разделении роли главных компонент между песком, супесью, глиной, сапропелем кремнеземистым, карбонатным, торфом.

Динамика структуры осадков менее динамична на муравинском этапе, и более динамична на голоценовом этапе. Это сформировало отсутствие единых седиментационных индикаторов смены палинологических зон. Преобладание групп видов отложений на обоих этапах отвечает принципиальной тенденции. Региональные отличия динамики структуры осадков дискретны для муравинского этапа, и относительно перманентны для голоценового этапа. Поэтому для последнего они определяются очень сложно.

Процессы и их результаты. Исходя из того, что формирование структуры осадков зависит от начальных условий накопления и ландшафтно-климатического импульса, можно предположить единство тенденций накопления для соседних межледниковых этапов. Для уточнения величин сходства динамики седиментационных структур разработан коэффициент соотношения мощности отложений за кратные интервалы времени. Он выражен соотношением частного от мощностей автохтонного и аллохтонного материала к частному мощностей аутигенного и терригенного материала. Полагаем, что такое соотношение указывает, насколько лимносистемы избранного региона участвуют в трансформации поступающего с водосборов вещества. Как правило, степень трансформации вещества на пиках климатического тренда минимальна, а при его росте или снижении – максимальна. На муравинском этапе его наибольшие значения достигнуты в хроносрезах mг-6 и mг-7, на голоценовом этапе – PB-1 и BO-2.

Наиболее благоприятные климатические условия на основе данных сравнения седиментации в эти этапы складывались для хронологических интервалов $mg-4$ и $mg-5$ в муравинский этап (супесь средней мощностью $1,17 \pm 0,57$ м) и с АТ-1 до SA-1 в голоценовый этап (сапропель кремнеземистый средней мощностью $0,49 \pm 0,28$ м).

В итоге гипотеза выравнивания фона седиментации в климатические оптимумы межледниковых этапов (Козлов, 2015) подтвердилась. Выявленные отличия фона седиментации контролируются скоростью протекания седиментационных процессов и продолжительностью сохранения устойчивых ландшафтно-климатических ритмов. Схожесть результатов седиментации поддерживается объективным совпадением механизмов реакции накопителей на поступающее и генерируемое вещество. Это может быть использовано для оценки возможностей эксплуатации существующих озерно-болотных комплексов, наравне с применением выявленных индикаторов состояния озера во вмещающей зонально-ландшафтной системе.

Список литературы:

Вынаев, Г.В. Экотопологический и флористический аспекты изучения и охраны реликтовых растений и флоротопологических комплексов / Г.В. Вынаев, А.В. Кожаринов. – Минск, 1981. – 13 с. – Деп. в ВИНТИ 28.05.1981, №2527-81.

Демидова, С.В. Муравинское межледниковье: степень изученности и краткая палеогеографическая характеристика / С.В. Демидова, В.В. Межуева // Четвертичная геология, геоморфология, геоэкология Беларуси и сопредельных территорий: мат-лы Межд. науч. сем., Минск, 25–26 сент. 2009 г. / Белорусск. гос. пед. ун-т им. М. Танка; ред. А.Ф. Санько. – Минск: БГПУ, 2009. – С. 34–36.

Еловичева, Я.К. Палинология позднеледникового и голоцена Белоруссии. – Минск: Навука і тэхніка, 1993. – 93 с.

4. Еловичева, Я.К. Эволюция природной среды антропогена Беларуси. – Минск: Белсэнс, 2001. – 292 с.

Зерницкая, В.П. Днепровские позднеледниковые и муравинские межледниковые озерные бассейны / В.П. Зерницкая, Э.А. Крутоус, Г.И. Литвинюк, И.Э. Павловская, Г.К. Хурсевич / История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины // История озер. – СПб.: Наука, 1998. – С. 252–261.

Зерницкая, В.П. Этапы осадконакопления в позднеледниковье и голоцене на территории Беларуси / В.П. Зерницкая, А.В. Матвеев // Проблемы природопользования: итоги и перспективы: мат-лы межд. науч. конф., Минск, 21–23 нояб. 2012 г. / Ин-т природопользования НАН Беларуси, БРФФИ; А.К. Карабанов (отв. ред.). – Минск: Минсктиппроект, 2012. – С. 287–294.

Кожаринов, А.В. Флористическое разнообразие Восточной Европы и климат / А.В. Кожаринов, О.В. Морозова // Лесоведение, 1997, № 2. – С. 14–26.

Козлов, Е.А. Озерный седиментогенез голоцена Беларуси: автореф. дисс. ... канд. геогр. наук / БГУ; Е.А. Козлов. – Минск, 2015. – 20 с.

Махнач, Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене / БелНИГРИ Упр. геологии при СМ БССР. – Минск: Навука і тэхніка, 1971. – 212 с.

Палеогеография кайнозоя Беларуси / НАН Беларуси, Ин-т геол. наук; ред. А.В. Матвеев. – Минск: (б.и.), 2002. – 164 с.

Писарчук Н.М. Седиментогенез муравинского палеоводоёма // География и молодежь : мат-лы Респ. студ. науч.-практ. конф., Брест, 22 апр. 2008 г. / Брестск. гос. ун-т им. А.С. Пушкина; науч. ред. Е. Н. Мешечко. – Брест: БрГУ им. А.С. Пушкина, 2008. – С. 68-70.

Писарчук, Н.М. Макросукцессии палеофитоценозов на территории Восточно-Европейской равнины в течение муравинского межледникового / Н.М. Писарчук, Я.К. Еловичева // Актуальные проблемы наук о Земле. Геологические и географические исследования трансграничных регионов : сб. мат-лов Межд. науч.-практ. сем., Брест, 21-25 сент. 2015 г. / ИПИПРЭ НАН Беларуси, Брестск. гос. ун-т им. А.С. Пушкина; ред. В. С. Хомич. – Брест: БрГУ им. А.С. Пушкина, 2015. – С. 181–184.

Писарчук, Н.М. Региональные различия в характере растительности муравинского межледникового Беларуси / Н.М. Писарчук // Вестник БГУ. Сер. 2. – 2011. – № 1. – С. 95–99.

**ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИИ
В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

В.В. Писарева¹, М.А. Фаустова¹, Н.Г. Судакова²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

**PALAEOENVIRONMENTS OF THE EURASIAN ARCTIC DURING
THE EARLY AND MIDDLE PLEISTOCENE**

V.V. Pisareva¹, M. A. Faustova¹, N.G. Sudakova²

¹Institute of Geography RAS, Moscow, Russia,

²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Как известно, Арктика объявлена национальным приоритетом России. Помимо того, что здесь сосредоточены полезные ископаемые, Арктика играет важную роль как регулятор климата всей планеты

Исследования по формированию экосистем арктической зоны начинались под руководством А.А. Величко и при его непосредственном участии. Сбор материалов проводился начиная с эоцена – термического максимума кайнозоя, во время которого существовали субтропические и тропические вечнозеленые леса богатого флористического состава.

Начиная с олигоцена – 38 млн. л.н., прослеживаются этапы похолодания климата. Тренд к похолоданию усиливается в конце миоцена, около 5,3 млн. л. н. К этому времени относятся сведения о значительном ледовом разноразмерии в субполярной области Атлантики (Vorren et al., 2011). Состав микрофауны из глубоководных осадков Атлантического океана позволяет предполагать о смещении Палео – Гольфстрима к северу (Борзенкова, Зубаков, 1985). Сильное похолодание в конце миоцена (мессинский кризис солености), сопровождавшееся резким снижением уровня Мирового океана, привело к образованию морских льдов.

Основными факторами, определившими глубокую перестройку флоры этого региона явились: 1. образование гигантского суперконтинента Евразии (Марков и др., 1965), сопровождавшееся расширением и стабилизацией азиатского антициклона; 2. появление на рубеже плиоцен - плейстоцена постоянного ледового покрова, определившее возникновение арктических ландшафтов и флоры; 3. вымирание большинства экзотических хвойных на Северо-Востоке; 4. прогибание межгорных впадин и поднятие горных хребтов Северо-Востока в позднем кайнозое, изолировавшее внутренние части горной страны от Тихого океана и атлантических циклонов (Юрцев, 1967). Во время одного из похолоданий в интервале 3,35 - 3,275 млн. л. н. на основании палеоботанических данных по разрезу Эльгыгытгын (Чукотка), было установлено широкое распространение тундровых и степных сообществ (Андреев и др., 2013). В горах Путорана (р. Курейка) в это время отмечены находки дриасовой флоры с *Dryas octopetala*, *Potentilla nivea* карликовой березой, ольховником, полярными ивами, вересковыми (Дорофеев и Межвилк, 1956).

Начиная с претегелена (гелазия), в результате резкого похолодания и аридизации климата растительный покров утратил наиболее теплолюбивых представителей тургайской флоры и приобрел современный облик (Изменение климата..., 1999). В составе фауны появились полевки *Villanyia* sp., лемминги – *Lemmus* sp. и другие обитатели холодной лесостепи. Этот рубеж примерно совпадает с магнитной инверсией Гаусс/Матуяма, началом среднего виллафранка и появлением хапровской фауны с архаичным видом слона *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexejeva.

В Западно-Европейском регионе Северного полушария, как показывают материалы последних лет, формирование ледниковых щитов происходило уже в плиоцене около 3,2 млн. л. н. (Борзенкова, Зубаков, 1985), а в начале квартала континентальные оледенения развивались уже в средних широтах. Сведения о значительном похолодании и развитии

оледенений в наиболее раннюю холодную эпоху претегелена – от 2,6 до 2,4 млн. лет назад опубликованы по многим районам, в том числе по Северной Атлантике, где найдены подтверждения айсбергового разноса (Lee et al., 2011). По данным сейсмической хроностратиграфии, начиная с 2,4 млн. лет назад, происходило разрастание ледниковых покровов в Скандинавии, на арктических архипелагах Шпицбергена, Северной Земли и Новой Земли, занимавших значительную часть западного сектора Евразийской Арктики (Knies et al., 2009; Vorren et al., 2011).

Глобальное похолодание около 2,6 млн. л.н. привело к материковому оледенению и заполнению Скандинавскими льдами впадин Балтийского и Северного морей. Тогда же возник ледниковый щит Баренцева моря (Зубаков, 2006). Это похолодание, рассматриваемое в Западной Европе как претегеленское, проявилось во многих районах и отразилось в изменении растительности и фауны. В странах Западной Европы началась инвазия северных элементов. На территории Прибалтики появилась тундровая растительность, в Беларуси получили распространение виды, характерные для перигляциальных ландшафтов *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *S. helvetica*, *S. tetraedra*.

На юге Западной Сибири значительное похолодание климата установлено при изучении разрезов иртышской свиты, датированных средневиллафранкской фауной млекопитающих. Найденная в них пресноводная фауна моллюсков полностью приобретает современный облик (Зыкин, 1991).

Около 2 млн. л. н. претегелен сменился тегеленским потеплением, климат которого отличался крайней нестабильностью.

В восточно-Европейском регионе развитие первых материковых оледенений относится к началу эпохи матуяма, хотя похолодание здесь, как и в Западной Европе, отмечалось значительно раньше (примерно на границе Гильберт/Гаусс). Более поздняя история эоплейстоцена и неоплейстоцена связана с чередованием дальнейших похолоданий и потеплений разного ранга, однако их глубина и периодизация по мере накопления новых данных неоднократно подвергались пересмотру.

Начиная с 1,8 млн. лет назад усиливается тенденция к похолоданию и развитию оледенений. В Западной Европе оледенение, коррелируемое с эбувром, охватило Скандинавию. В Северной Англии ледник, судя по находкам в аллювии обломков пород скандинавского происхождения, заходил в верховья р. Темзы. В Баренцевоморском регионе ледники могли достигать бровки шельфа (Vorren et al., 2011). В северо-западных районах Восточно-Европейской равнины в древних долинах рек вскрыты морены докроммерского возраста, разделенные осадками двух прохладных межледниковий – пайским и свирским (Проблемы..., 2000). В Подмосковье в разрезах скважин у г. Одинцово ниже эоплейстоценовых акуловских межледниковых отложений, относимых к низам петропавловского горизонта, вскрыта морена с эрратическим обломочным материалом названная ликовской (Маудина и др., 1985). В Западной Сибири ликовскому оледенению возможно соответствует авдотыинское оледенение (Волкова, 1991).

С первым похолоданием в начале кромера Западной Европы коррелируется продвижение на Восточно-Европейскую равнину сетуньского ледникового покрова (по р. Сетунь в Подмосковье). Но наиболее сильное похолодание привело к развитию максимального Донского оледенения. Ранний неоплейстоцен завершает окское оледенение, сопоставляемое с эльстерским в Западной Европе.

По результатам палеоботанических исследования опорных разрезов удалось проследить смену растительного покрова от позднего плиоцена – нижнего акчагыла до конца нижнего неоплейстоцена. С нижним акчагылом связано заметное похолодание климата, когда из состава флоры исчезают многие субтропические и теплоумеренные растения. К этому времени относится развитие малой акчагыльской трансгрессии и подтопление долин рек, впадающих в Каспийский бассейн. Более существенное похолодание устанавливается в начале среднего акчагыла – примерно на границе ортозон Матуяма и Гаусс. Снижение глобальной температуры в начале палеоплейстоцена (гелазия) привело к развитию мате-

рикового оледенения на территории Скандинавии. Этому времени соответствует смена зональной растительности на гиперзональную. Происходит деградация лесной растительности на северо-западе Восточной Европы. В бассейнах Камы, Верхней и Средней Волги появляются леса, близкие по составу к северотаежным, в Нижнем Поволжье и Прикаспии – островные сосновые, еловые и березовые леса. С пльвиальной фазой среднего акчагыла связано развитие максимальной трансгрессии Каспия.

Это холодное время сменилось потеплением, соответствующим тегелену Западно-Европейских схем. Как и в Западной Европе, оно прерывалось интервалами со снижением теплообеспеченности. Судя по результатам исследования разрезов в бассейне Дона, их было не менее двух.

Следующее похолодание, менее выраженное по сравнению с предыдущим, относится к верхнему акчагылу. По палеомагнитной шкале оно соответствует основанию эпизода олдувей.

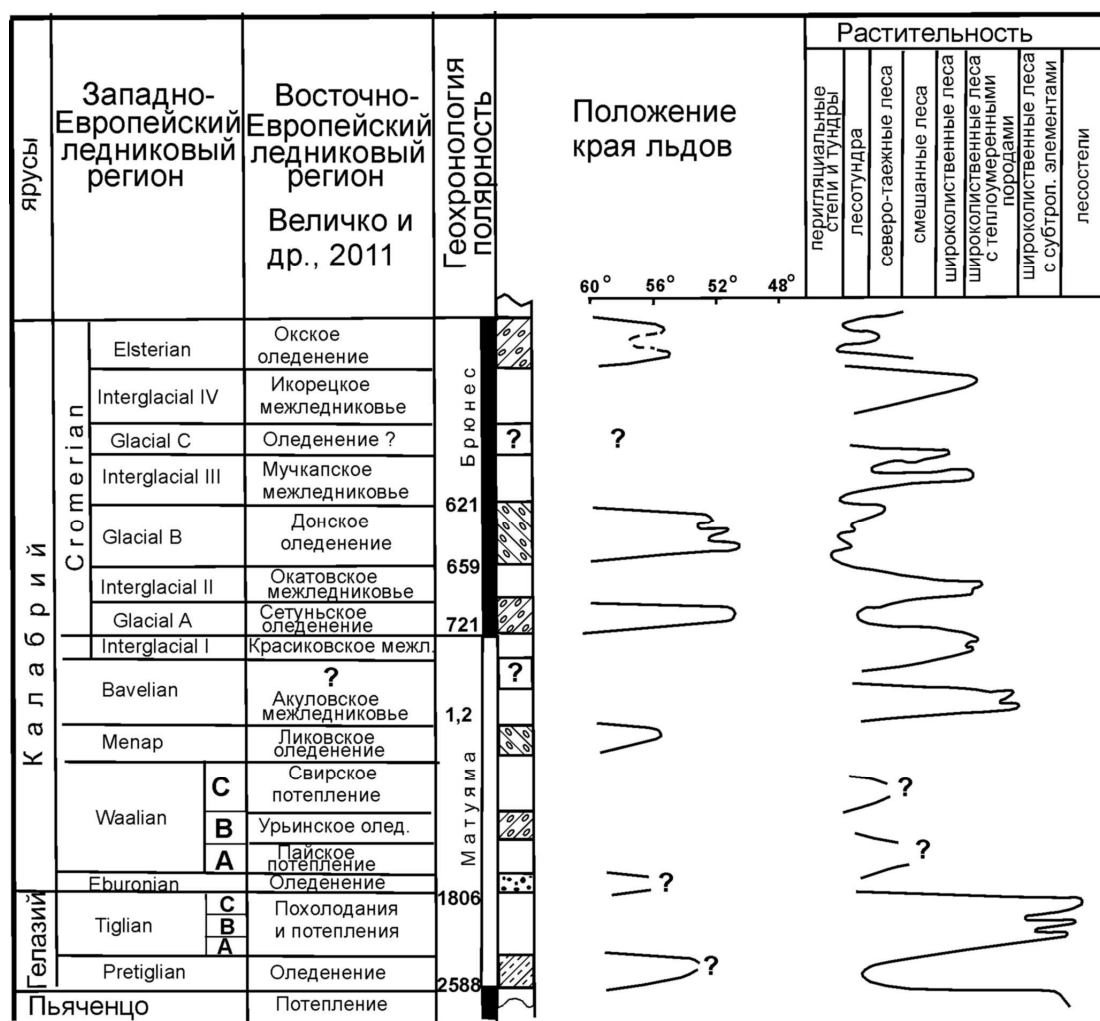


Рис. 1. – изменение растительности и распространение оледенений раннего плейстоцена в бассейне Верхней Волги, Камы и Верхнего Дона.

В интервале 1,8–0,4 млн. л. н. выделяется 7 межледниковых потеплений, чередующихся с похолоданиями. Потепления отличались по составу ископаемой флоры и характеру развития растительного покрова. Что касается холодных интервалов, то ледниковый ранг некоторых из них требует дополнительных подтверждений.

Наиболее заметное обеднение ископаемой флоры выявлено в начале нижнего акчагыла, на рубеже нижнего и среднего акчагыла и около 1,8 млн. л.н. Изменение растительности в пределах северо-западного и центрального регионов Восточной Европы от конца плейстоцена до нижнего неоплейстоцена представлено на рис.1.

В целом для всего раннего плейстоцена, начиная с 2,58 млн. л. н., устанавливается направленный тренд к глобальному похолоданию. При этом возрастает как частота колебаний, так и их интенсивность. Выявленная тенденция, связанная с уменьшением размеров ледниковых покровов от более ранних к более поздним, отличается от развития многолетней мерзлоты. Так, в холодные фазы раннего плейстоцена на большей части территории Евразии формировались только грунтовые жилы, в среднем плейстоцене появляются признаки многолетней мерзлоты с образованием повторножильных льдов. Максимального развития и распространения многолетняя мерзлота достигла в позднем плейстоцене.

Дискуссионной проблемой корреляции подразделений среднего плейстоцена Западной и Восточной Европы остается количество межледниковых и межстадиальных потеплений в интервале между окским оледенением и микулинским межледниковьем (Судакова, 2008). Наиболее обоснованы лихвинское и каменское межледниковья, выделенные, как в ледниковой области, так и в перигляциальной зоне. Более позднее потепление среднего плейстоцена – роменское проявилось в формировании тундрово – глеевой почвы. Достаточно уверенно выделяется потепление межстадиального ранга между двумя стадиями московского оледенения (Величко и др., 2005). Выделенный на территории Костромской области интерстадиал, с которым была связана существенная регрессия московского ледникового покрова, прослежен в пределах центральных и западных районов Восточно-Европейской равнины. Согласно палеоботаническим данным, во время климатического оптимума произрастали разреженные еловые леса с примесью пихты, кедра, сосны и березы. В северных районах растительность существовала в условиях глубокого промерзания почвенного покрова, о чем свидетельствуют постоянные находки ольховника.

Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН в рамках проекта “Роль многолетней мерзлоты и оледенения в формировании экосистем арктической зоны”.

Список литературы:

Андреев А.А., Меллес М., Веннрих Ф., Новачек Н.Р., Тарасов П.Е., Бигхем- Гретте Дж., Ложкин А.В., Минюх П.С. К стратиграфии неогена и квартера в восточном секторе Арктики: новые данные из озера Эльгыгытгын (Чукотка) // Общая стратиграфическая шкала России: Состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция. Москва, 23-25 мая ГИН РАН, М.– 2013 – С. 376-378.

Борзенкова И.И., Зубаков В.А. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене // Труды ГГИ, – 1985 – вып. 339 – С.93-118.

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005а.– том 13 – С.84–102.

Волкова В.С. Колебание климата в Западной Сибири в позднелиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Сборник научных трудов. Новосибирск, Изд-во Объединенного ин-та геологии, геофизики и минералогии СО АН СССР – 1991. – С. 30 – 40.

Дорофеев П.И. и Межвилк А.А. О плиоценовых отложениях и флоре с р. Курейки. // Доклады Академии наук. – 1956. – том 110.– № 3 – С. 540 -560.

Зыкин В.С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Сборник научных трудов. Новосибирск. Изд-во Объединенного ин-та геологии, геофизики и минералогии СО АН СССР – 1991 – С. 5 – 17.

Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. Ред. А.А. Величко. М.: Изд-во ГЕОС. – 1999 – 260 с.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.:Изд-во МГУ – 1965–. том.2 – 435с.

Маудина М.И., Писарева В.В., Величквич Ф.Ю. Одинцовский стратотип в свете новых данных // Доклады Академии наук. – 1985, – том. 284 – №5 – С.1195 – 1199.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России). М.: Изд-во ГЕОС – 2000 – 100 с.

Судакова Н.Г. Актуальные вопросы межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов. // Бюлл. по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во ГЕОС – 2008 – №68 – С.50–58.

Юрцев Б.А. Проблемы ботанической географии. Л.: Ленинградское отделение. Изд-во Наука. – 1967 – 159 с.

Knies J., Matthiessen J., Vogt C., Laberg J. S., Hjelstuen B.O. et al. // The Plio–Pleistocene glaciations of the Barents-Sea-Svalbard region: a new model, based on revised chronostratigraphy. // Quaternary Sci. Rev. – 2009 – №28 – pp. 812– 829.

Lee J. R., Rose J., Hamblin R.J.O., Moorlock B.S.P. et al. // The Glacial History of the British Isles during Early and Middle Pleistocene: Implications for the long-term development of the British Ice Sheet. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (eds.). Developments in Quaternary Science. Elsevier, Europe, Amsterdam – 2011 – vol. 1 –, pp. 59–93

Vorren T.O., Landvik J.Y., Andreassen K., J.S. Laberg. Glacial History of the Barents Sea Region // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (eds.). Developments in Quaternary Science. . Elsevier, Europe, Amsterdam – 2011 – vol. 1 –, pp. 361–372.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОР ДИНАМИКИ ПОПУЛЯЦИЙ МАМОНТА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЕВРАЗИИ

А.Ю. Пузаченко, А.К. Маркова

Институт географии РАН, Москва, Россия, puzak1@rambler.ru

GEOGRAPHICAL FORCING OF MAMMOTH POPULATION DYNAMICS IN EURASIA DURING THE LATE PLEISTOCENE

A.Yu. Puzachenko, A.K. Markova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Шерстистый мамонт, *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) – один из ключевых видов – эдификаторов фауны млекопитающих Евразии и С. Америки позднего плейстоцена. Мамонт закономерно рассматривается в качестве символа последнего «Ледникового периода», поскольку его эволюция и распространение были тесно связаны с «ледниковыми» условиями. Останки мамонта многочисленны и относительно хорошо датированы разными методами. Поэтому анализ исторических изменений ареала является возможным и продуктивным способом получения информации о биологии и экологии вида, причин его вымирания, отношениях с людьми палеолита и другими видами млекопитающих «мамонтового комплекса» (Верещагин, 1979; Kahlke, 1994; 1999; Lister, Sher, 2001; Kuzmin, Orlova, 2004; Stuart et al., 2004; и др.). Исследования ископаемой митохондриальной ДНК последних лет выявили очень сложную и неоднозначную картину эволюции матримониальных генетических линий мамонта в Евразии и С. Америки (Barnes et al., 2007; Palkoroulou et al., 2013 и др.). Обнаружены три клады (I – III) и пять гаплогрупп (A–E), возникших в интервале 300–50 тыс. лет назад, а возможно и ранее. Клада III (= гаплогруппа В) и гаплогруппа С клады I эндемичны для Евразии (Европа) и С. Америки, соответственно. Еще две гаплогруппы клады I (D, E) были распространены в азиатской части Берингии. Клада II (= гаплогруппа А) и гаплогруппы D, E (клада I) имеют сибирское происхождение. Согласно гипотезе, выдвинутой палеогенетиками, мамонты клад II и III вымирают между 50–25 тыс. лет назад, т.е. еще до максимума последнего оледенения. “Одновременно” мамонты клады I из северо-восточной Сибири распространяются по всему евразийскому ареалу и вымирают окончательно только в среднем голоцене на территории бывшей Берингии (о. Врангеля).

Ранее (Markova et al., 2010, 2013; и др.) анализ обширного материала, сконцентрированного в базе данных PALEOFAUNA (Markova et al., 1995), позволил описать основные закономерности динамики евразийского ареала мамонта в целом. Совокупность новых датировок остатков мамонтов, полученные в последние годы, позволил существенно

подробнее исследовать региональные особенности эволюции ареала вида и процесс вымирания в разных частях евразийского ареала во время среднего и позднего валдайского оледенений и голоцене (MIS 3- MIS 1), т.е. примерно в последние 50000 лет. Размеры ареала мамонта неоднократно менялись на протяжении этого времени. В стадиалы (наиболее холодные интервалы) ареал расширялся на юге, а в интерстадиалы (относительно теплые интервалы) – на северо-западе Евразии. Максимальный размер ареала, наибольшее число датированных местонахождений остатков мамонтов и, вероятно, максимальная общая численность вида в Евразии, была установлена для интерстадиала Denekamp (= брянский = каргинский интерстадиал), 38.2–28.6 кал. тыс. лет назад. Корреляция числа местонахождений с климатическим параметром $\delta^{18}\text{O}$ (GICC05, Svensson et al., 2006, и др.) варьировала от 0.6 (Британские и Японские о-ва) до 0.85 (Восточная и Западная Сибирь), что отражает в целом ведущую роль глобальных климатических факторов в региональной динамике популяции мамонта. В Западной и Центральной Европе в стадиал Huneborg (40.8–38.2 кал. тыс. лет назад), вероятно, произошёл относительно быстрый рост численности популяции. В Восточной Сибири и Восточной Европе максимальный рост численности популяции пришелся на максимум последнего оледенения (28.6–22.5 кал. тыс. лет назад), а в Западной Сибири – на постгляциал (22.5–14.7 кал. тыс. лет назад). Определенная синхронизация во времени динамики ареала и числа местонахождений обнаружена в пределах регионов Западной, Центральной Европы и Пиренейского п-ва, Западной Сибири, Восточной и Юго-Восточной Европы, Северной Европы и Британских островов. Показано своеобразие динамики на территории Восточной Сибири, Японских островов и на юге Сибири и Северном Китае (Puzachenko et al., 2016, в печати). Прямые калиброванные радиоуглеродные даты фиксируют границу вымирания вида в разных частях ареала: Пиренейский полуостров - 20604 ± 377 , Британские острова – 13484 ± 53 , Западная и Центральная Европа – 12437 ± 130 , Северная Европа - 11684 ± 240 , Восточная Европа – 11184 ± 61 , Западная Сибирь – 11000 ± 457 , Южная Сибирь и Северный Китай – 15340 ± 670 , Япония (о. Хоккайдо) – 19630 ± 137 и Северо-Восток Сибири (о. Врангель) – 4024 ± 86 кал. лет назад.

Совокупность новых палеогенетических данных заставляют обратить более пристальное внимание на региональные события в истории популяции мамонта, которые формально нельзя напрямую связать с изменениями глобального климата.

Мы использовали сведения о находках мамонта, имеющих географическую привязку и датированных преимущественно радиоуглеродным методом (Табл. 1). В целом, анализу подверглись данные о более чем 1500 местонахождений и более 4000 датированных остатков мамонта. Основная выборка была разделена на подвыборки, соответствующие 13 общепринятым климато-стратиграфическим интервалам позднего плейстоцена и ранне-среднего голоцена (Табл. 1): интерстадиал Moershoofd (MO), стадиал Hasselo (HAS), интерстадиал Hengelo (HEN), стадиал Huneborg (HUN), интерстадиал Denekamp (= Брянский=Каргинский) (DE), стадиал максимум валдайского оледенения (LGM), постгляциал (LGT), интерстадиальный комплекс Bølling – Allerød (BAIC), стадиал поздний дриас (YD), пребореал (PB), бореал (BO), атлатик (AT) и суббореал (SB). Далее, данные были агрегированы по 10 географическим регионам: Пиренейский п-ов, Британские о-ва, Северная Европа, Западная и Центральная Европа, Южная Европа, Восточная Европа, Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Южная Сибирь и Северный Китай, Японские о-ва.

Число евразийских местонахождений мамонта (N, Табл. 1), попадающих в тот или иной климато-стратиграфический интервал, сильно коррелирует с его длительностью - δt ($r=0.82$), что указывает на преобладание более-менее равномерного накопления остатков с условной постоянной средней скоростью около 34 «новых» местонахождений за тысячу календарных лет. Климатическая переменная $\delta^{18}\text{O}$ нелинейно связана с N со столь же высоким коэффициентом корреляции. Комбинация двух переменных воспроизводит уже около 83% дисперсии ряда ($N=30.1(\delta t) - 18.7(\delta^{18}\text{O}) - 737$; $r=0.92$) (Рис. 1А). Следовательно, потенциальный эффект от прочих факторов, если он имеет место для «остатков», не описываемых моделью регрессии (Рис. 1В), может составить не более 20%.

Table 1. Количество прямых и косвенных датировок остатков мамонтов, использованных в работе; * только конечные даты.

Климато- стратиграфические интервалы и их длительность, в тыс. кал. лет	Метод датировки							Местона- - хождения, N
	¹⁴ C*		U/Th и ESR*		OSL*	TL*	Прочие	
	Пря- мые	Кос- венные	Пря- мые	Кос- венные				
SB 2.1-5.5	34							3
AT 5.5-8.9	71							7
BO 8.9-10.2	9							1
PB 10.2-11.7	16			1				14
YD 11.7 - 12.9	23	3		2		1		23
BAIC 12.9 - 14.7	84	79		5		10		74
LGT 14.7 - 22.5	282	340	7	3		15	11	280
LGM 22.5 - 28.6	292	437	13	7	4	1	38	300
DE 28.6 - 38.2	362	919	2	32	10	27	2	398
HUN 38.2 - 40.8	75	142		9	3	13	2	145
HEN 40.8 - 43.3	73	115		7	2	9		109
HAS 43.3 - 48.3	123	199		11	5	9	6	172
MO 48.3 - 54.2	34	28	1	15	2	8		58
Итого	1478	2262	23	92	26	93	59	1584

Для каждого региона были проанализированы остатки от регрессионной модели, описывающей связь числа местонахождений с динамикой переменной температуры и длительности климато-стратиграфических интервалов. Отрицательные отклонения могут указывать на «аномально» низкую «численность», эмиграцию, «вымирание» или негативное действие факторов, не учтенных в модели. Интерстадиал Moershoofd для всех регионов характеризуется аномально низким числом местонахождений, что может указывать на общую депрессию ареала мамонта около 50 тыс. кал. лет назад, особенно в сибирской части ареала. Такая ситуация соответствует одной из палеогенетических гипотез. Однако этот временной рубеж является критическим для радиоуглеродного датирования. Поэтому не исключено, что такой результат является артефактом, а поэтому необходим анализ данных для предшествующей стадии MIS 4. В Северной Европе и на Британских о-вах вероятны вымирание или сильное сокращение популяции в послеледниковье (LGT: 22.5-14.7 тыс. лет кал. назад). В это же время происходит вымирание мамонта на юге Сибири и на севере Китая. Короткий первый гринландский стадиал (YD; 12.9-11.7 тыс. лет кал. назад), вероятно, был крайне неблагоприятным периодом для большинства оставшихся к тому времени популяций вида.

Положительные отклонения от регрессионной модели могут иметь различную и даже противоречивую интерпретацию: иммиграция в регион с соседних территорий, региональные благоприятные условия, увеличивающие численность популяции или, напротив, повышенная смертность в популяции на фоне средней или высокой численности. Для периферии ареала наиболее оправдана миграционная гипотеза. На севере Европы в перигляциальной зоне можно предполагать иммиграцию с юга в период наиболее теплых событий брянского интерстадиала (38.2-28.6 тыс. кал. лет. назад) и в пребореале голоцена. Так же с миграцией из континентальной части ареала можно связать относительно высокий показатель местонахождений на Британских о-вах в течение 14.7-12.9 тыс. кал. лет. назад (BAIC). На юго-западе европейского ареала, вероятно иммиграция на Пиренейский п-ов в похолодание 40.8-38.2 тыс. кал. лет. назад. В этот период «аномальный» рост числа местонахождений отмечен и в регионе Западной и Центральной Европы. При этом максимум оледенения (LGM) и послеледниковье не были наиболее благоприятными периодами в истории западноевропейских мамонтов. Две инвазии мамонта на Японские острова имели

место 43.3-40.8 (HEN) и в LGM. В восточной и юго-восточной Европе вероятны иммиграционные процессы в LGM, приведшие к расширению ареала на юге и подъему численности на востоке Европы. Ещё одно расширение ареала в юго-восточной Европе до этого отмечено в интерстадиал Hengelo, а иммиграция на восток, точнее на северо-восток Европы была уже в конце плейстоцена (BAIC). Иммиграция на территорию Западной Сибири (вероятно, с востока) происходила в послеледниковье. Наиболее стабильное состояние популяция мамонта на всем рассматриваемом временном интервале установлено для региона Восточной Сибири. В первый интерстадиал (BAIC) на крайнем северо-востоке этого региона, по-видимому, произошёл последний подъем численности мамонта.

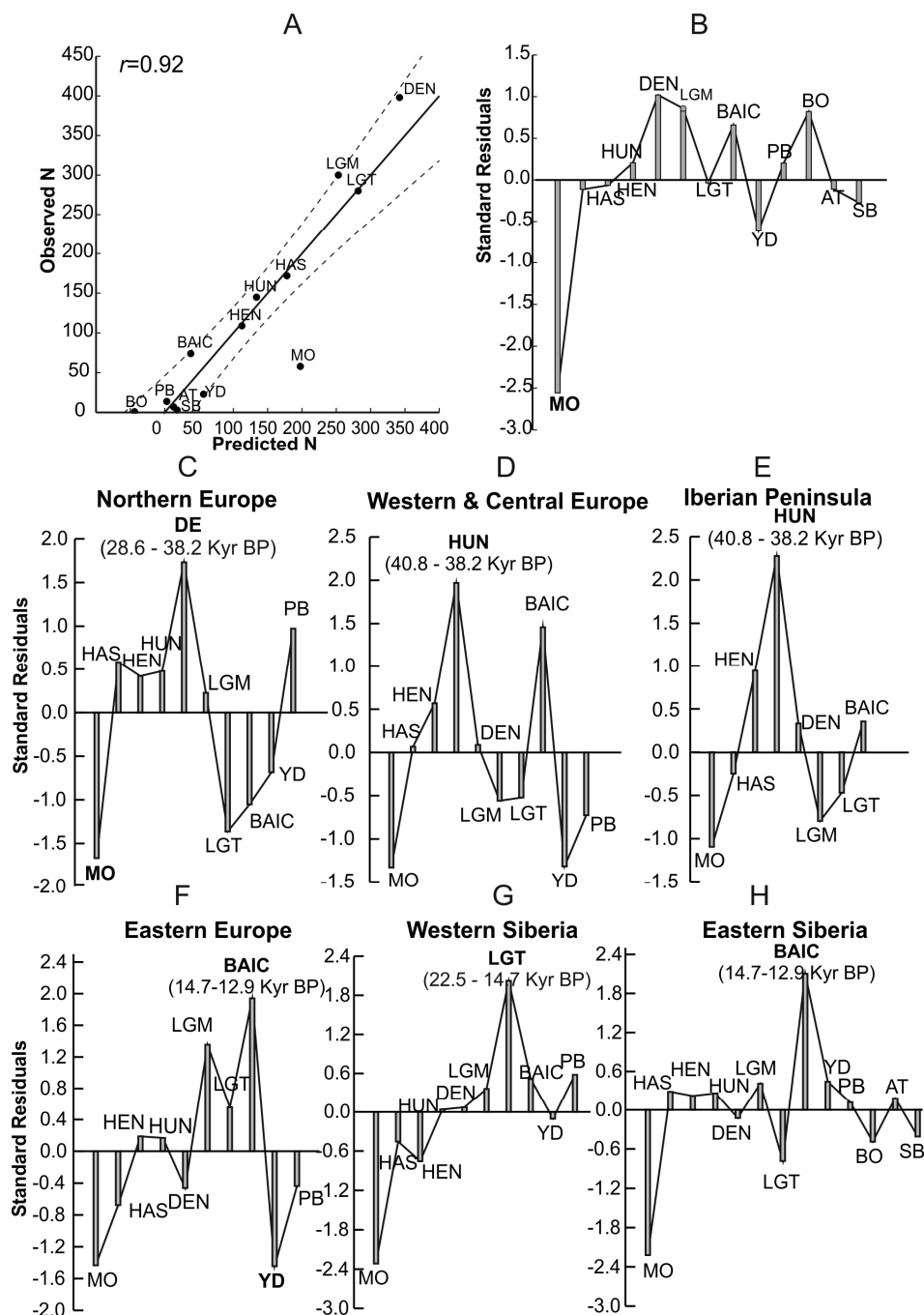


Рис. 1. А – расчетное по модели регрессии ($N=30.1(\delta t) - 18.7(\delta^{18}O) - 737$) и наблюдаемое число местонахождений мамонта (N) в различные климато-стратиграфические интервалы для всего евразийского ареала; В – стандартизованные отклонения от модели регрессии числа местонахождений; С – Н - стандартизованные отклонения от моделей регрессии числа местонахождений мамонта для разных географических регионов Северной Евразии. Объяснения в тексте.

Результаты нашей работы представляют первую попытку количественной оценки влияния географических/региональных факторов на динамику популяции мамонта в разных частях евразийского ареала. Показано, что их потенциальное влияние проявлялось на фоне более мощного, определяющего воздействия глобальной динамики климата позднего плейстоцена и могло быть выражено, прежде всего, в межрегиональных миграциях, деградации региональной популяции или её вымирании (исчезновении) с территории. Результаты не позволяют подтвердить или опровергнуть существующие палеогенетические и палеодемографические гипотезы, но развивают методические основы для их верификации с использованием наиболее массовых палеонтологических данных.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (№ 10-05-00111-а, № 13-05-00056-а) и в рамках научной темы 69.2 Института географии РАН «Фауны млекопитающих Северной Евразии в позднем плейстоцене и голоцене: таксономический состав, разнообразие, эволюция».

Список литературы:

Верещагин Н.К. Почему вымерли мамонты? // Сур. «Планета Земля и Вселенная» – Ленинград, Изд-во «Наука», – 1979. – 194 С.

Barnes I., Shapiro B., Lister A., Kuznetsova, T., Sher, A., Guthrie, D., Thomas, M. Genetic Structure and Extinction of the Woolly Mammoth, *Mammuthus primigenius* // Current Biology, – 2007. – № 17. – P. 1072–1075.

Kahlke R.D. Die Entstehungs-, Entwicklungs- und Verbreitungsgeschichte des oberpleistozanen Mammuthus-Coelodonta- Faunenkomplexes in Eurasien (Grossauger) // Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Frankfurt am Main, – 1994. – P. 546,

Kahlke R.-D. The History of the Origin, Evolution and Dispersal of the Late Pleistocene Mammuthus-Coelodonta Faunal Complex in Eurasia (Large Mammals) // Fenske Companies, Rapid City. Mammoth Conference, Rotterdam, (May 16-20 1999) // DEINSEA, – 1999. – № 9. – P. 221-237.

Kuzmin Y.V., Orlova L.A. Radiocarbon chronology and environment of woolly mammoth (*Mammuthus primigenius* Blum.) in northern Asia: results and perspectives // Earth-Science Reviews, – 2004. – №. 68. – P. 133–169.

Lister A., Sher A. Origin and evolution of woolly mammoth // Science, – 2001. – № 294. – P. 1094–1097.

Markova A.K., Puzachenko A.Yu., van der Plicht J., van Kolfschoten T., Ponomarev D.V. The new data about the mammoth *Mammuthus primigenius* range dynamics in Europe during the second part of the Late Pleistocene – Holocene // Doklady Akademii Nauk, – 2010. – vol. 431. – № 4. – P. 547–550.

Markova A.K., Puzachenko A.Yu., van Kolfschoten, T., van der Plicht J., Ponomarev D.V. New data on changes in the European distribution of the mammoth and the woolly rhinoceros during the second half of the Late Pleistocene and the early Holocene // Quaternary International, – 2013. – № 292. – P. 4–14.

Markova A.K., Smirnov N.G., Kozharinov A.V., Kazantseva N.E., Simakova A.N., Kitaev L.M. Late Pleistocene distribution and diversity of mammals in Northern Eurasia (PALEOFAUNA database) // Paleontologia i Evolucio, – 1995. – № 28/29. – P. 5–143.

Palkopoulou, E., Dalén, L., Lister, A.M, Vartanyan, S., Sablin, M., Sher, A., Edmark, V.N., Brandström, M.D., Germonpré, M., Barnes, I., Thomas, J.A. Holarctic genetic structure and range dynamics in the woolly mammoth // Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences, – 2013. – № 280. – P. 20131910.

Puzachenko A.Yu., Markova A.K., P.A. Kosintsev, Kolfschoten T. van, Plicht J. van der, Kuznetsova T.V., Tikhonov A.N., Ponomarev D.V., Bachura O.N., Kutians, M. The Eurasian mammoth distribution during the second half of the Late Pleistocene and the Holocene: regional aspects // Quaternary International, – 2016. doi: 10.1016/j.quaint.2016.05.019 (in press)

Stuart A.J., Kosintsev P.A., Higham T.F.G., Lister A.M. Pleistocene to Holocene extinction dynamics in giant deer and woolly mammoth // Nature, – 2004. – № 431. – P. 684–689.

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Steffensen J.P., Vinther B.M. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records // Quaternary Science Reviews, – 2006. – № 25. – P. 3258–3267.

**РЕАКЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ЗАПАДНОГО МАКРОСКЛОНА СИХОТЭ-АЛИНЯ
(БАССЕЙН Р. БИКИН) НА РАЗНОМАСШТАБНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ
ИЗМЕНЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА**

**Н.Г. Разжигаева¹, Л.А. Ганзей¹, Х.А. Арсланов², Л.М. Мохова¹, Т.А. Копотева³,
Т.А. Гребенникова¹, Т.Р. Макарова¹, А.М. Паничев¹, Е.П. Кудрявцева¹,
Ф.Е. Максимов², А.Ю. Петров²**

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, nadyar@tig.dvo.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия,
arslanovkh@mail.ru

³ Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия,
kopoteva@ivep.as.khb.ru

**RESPONSE OF THE LANDSCAPES OF THE SIKHOTE-ALIN WESTERN SIDE
(BIKIN RIVER BASIN) TO THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE CLIMATE
CHANGES**

**N.G. Razzhigaeva¹, L.A. Ganzey¹, Kh. A. Arslanov², L.A. Mokhova¹, T.A. Kopoteva³,
T.A. Grebennikova¹, T.R. Makarova¹, A.M. Panichev¹, E.P. Kudryavtseva¹,
F.E. Maksimov², A.Yu. Petrov²**

¹Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

²St-Petersburg State University, St-Petersburg, Russia

³Institute of Water and Ecological Problems FEB RAS, Khabarovsk, Russia

Облик ландшафтов Сихотэ-Алиня во многом обусловлен ходом их развития в прошлом и разной реакцией природных компонентов на климатические изменения в последний макроцикл позднего плейстоцена – голоцена. В палеогеографическом отношении западный макросклон Сихотэ-Алиня изучен не столько детально, как восточный. В качестве объекта исследований выбран бассейн р. Бикин, расположенный около границы Охотской темнохвойно-лесной и Восточно-Азиатской хвойно-широколиственной лесной ботанико-географических областей (Колесников, 1969). Этот район является одним из наименее нарушенных в антропогенном отношении. Ранее данные по развитию ландшафтов в позднем плейстоцене – голоцене были получены для верхнего и нижнего Бикина (Алешинская и др., 1980; Белянин, 2013). Цель работы – выделение этапов развития ландшафтов в ходе климатических изменений в позднем плейстоцене – голоцене, выделение черт унаследованности в развитии природных компонентов и ретроспективный анализ устойчивости геосистем. Палеоландшафтные реконструкции основаны на данных изучения разрезов первой надпойменной террасы (высота до 5 м над зимним межennial урезом воды) (рис. 1). В среднем и нижнем течении р. Бикин терраса имеет разное строение и сложена разновозрастными разнофациальными отложениями, включая торфяники, по которым получены наиболее детальные палеоландшафтные записи.

Наиболее древний этап в развитии ландшафтов зафиксирован в разрезе краевой части мари Сахалин, расположенной в предгорьях Сихотэ-Алиня. В потепление, предшествующее последней ледниковой эпохе, которое выделяется на территории Приморья около 30-24 тыс. ¹⁴С л.н. (Короткий и др., 1997), здесь существовало обширное мелководное эвтрофное озеро с водной растительностью. Водоем был хорошо прогреваемым, в нем произрастали водяной орех и бразения Шребера, реликт южных субтропических флор, исчезнувший к концу теплой фазы. Режим в озере стал застойным, среди водной растительности были широко распространены рдест и водяной орех. В озере накапливались алевритовые илы с большим содержанием органики. По обрамлению озера существовало эвтрофное гипновое болото с участием гипергидрофильных мхов рода *Drepanocladus*, в кустарниковом ярусе преобладала березка, ольха, жимолость, среди трав – хвощ, осоки, вахта трехлистная, ежеголовник всплывающий, характерные для сильно обводненных участков по берегам озер и проток. Возможно, встречались можжевельник и кедровый стланик. На дренируемых участках были

злаково-разнотравные луга с отдельно стоящими группами ивы, белой берёзы, лиственницы даурской. Болото прошло несколько стадий развития. Обмеление озера и снижение уровня грунтовых вод привело к развитию гипнового лиственничника, исчезнувшего во время сильных пожаров. Изменения в кустарниковом ярусе характерны для послепожарных сукцессий на марях Приамурья (Копотева, Купцова, 2011). Дальнейшее проявление пирогенного фактора привело к сокращению кустарникового яруса на мари, угнетению мохового покрова и широкому развитию трав, устойчивых к пирогенным нарушениям, главным образом, осок, хвоща, пушицы.

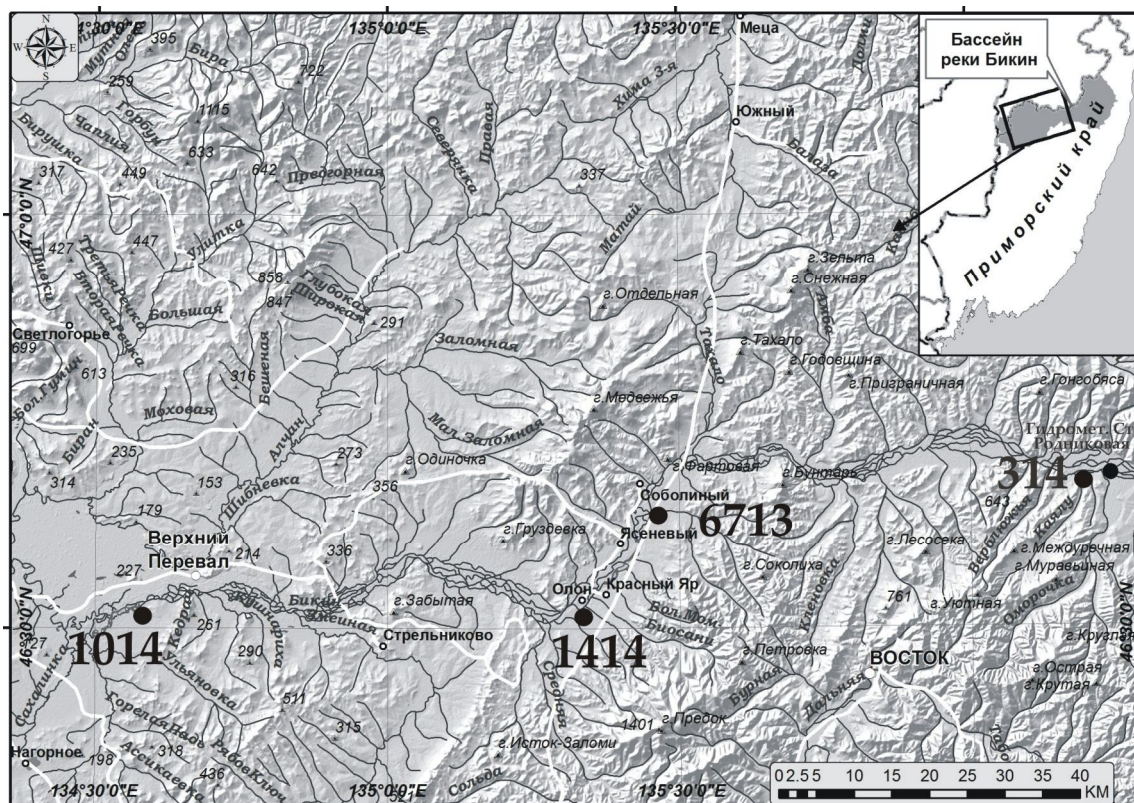


Рис. 1. Положение изученных разрезов верхнеплейстоценовых-голоценовых отложений в бассейне р. Бикин: 314 – Каялу, 6713 – марь Диллалакчи, 1414 – марь Красный Яр, 1014 – марь Сахалин.

В низкогорье были распространены берёзовые (с преобладанием *Betulasect. Costatae* – вероятнее всего, берёза жёлтая) и пихтово-еловые леса с участием широколиственных пород (ильм, дуб, орех, сирень), в подлеске были широко представлены лещина и бересклет. Среди темнохвойных пород большую роль играла пихта. В долинных лесах было много ильма, ореха, ольхи, ив. В целом в это потепление позднего плейстоцена климат был более континентальным, чем современный, видимо, более сухой, с частыми грозами и характеризовался резкой сезонной дифференциацией по увлажнению. Наряду с сильными наводнениями, следами которых является постоянное присутствие в отложениях крупных зерен кварца и диатомей-реофилов, были длительные сухие сезоны. Можно предположить, что было более интенсивное влияние сухих и теплых воздушных масс из Маньчжурии и Северного Китая. Верхние слои озерно-болотных отложений мари Сахалин формировались в условиях снижения температурного фона (^{14}C -дата 25240 ± 330 л., 30140 ± 370 кал. л., ЛУ-7567). В долине и горах более широкое развитие получила пихтово-еловая тайга, сокращалось участие широколиственных. Представляется важным подчеркнуть, что в позднем плейстоцене роль ели из секции *Eurisea* была значительно выше, чем в голоцене и в современных условиях. Скорее всего, в долине Бикина были сплошные массивы из ели корейской. Такая же картина отмечена и для других районов Приморья (Голубева, Караулова, 1983).

В начале последней ледниковой эпохи в предгорьях существовал мелководный водоем с застойным режимом ($pH < 7$), водной растительностью и заболоченными берегами. Озеро постепенно деградировало вплоть до формирования слабо увлажненной поверхности. Увеличилась роль терригенной составляющей в отложениях с преобладанием пелита (до 67%). В условиях аридизации климата и усиления эоловых процессов шло формирование покровных суглинков с характерными сетчатыми текстурами, свидетельствующими о развитии многолетней мерзлоты. Материал мог поступать за счет перевывания континентальных отложений и за счет пыльных бурь, идущих с территории Китая и Монголии. В последнюю ледниковую эпоху в предгорьях были распространены мари с вересковыми кустарничками и кустарниковой берёзой. На дренируемых участках было много ольховника. В начале данного этапа около озера существовали небольшие переувлажненные участки с гидрофильными растениями, включая вахту трехлистную, лютиковые и др. На суходольных лугах были распространены сообщества с полынью, злаками, возможно, росла эфедра, требующая сухости воздуха и песчаных субстратов. Нельзя исключать, что пыльца *Ephedra* могла заноситься с материалом пыльных бурь. На влажных участках росли кипрейные, гречиховые. В долине и на склонах отрогов Сихотэ-Алиня была развита темнохвойная тайга с доминированием ели (*Picea sect. Eupicea*), небольшие участки были заняты берёзовыми лесами. В подлеске и на осветленных участках росла лещина. В долинных лесах были широко представлены ольха и ива.

Резкие короткопериодные климатические изменения в конце позднего плейстоцена приводили к существенным ландшафтным перестройкам в Северной Евразии (Величко и др., 2002; Borisova, 1997; Velichko et al., 1997; Lozhkin et al., 2011). В бассейне Среднего Бикина высокоразрешающая летопись развития ландшафтов получена при изучении разреза «Каялу». В конце ледниковой эпохи здесь были широко представлены кустарниковые сообщества из кедрового стланика, кустарниковых берёз, ольховника, вересковых кустарничков. Ограниченные участки в низкогорье занимали ельники с преобладанием ели корейской и белоберезняки. В долине существовали лиственничники с осоковым покровом. В пойменных лесах принимали участие ольха и ива. В настоящее время заросли кедрового стланика занимают водораздельные пространства и не опускаются ниже 1200-1300 м н.у.м. Среднегодовая температура была ниже современной минимум на 4°C, климат был более сухой. Развитие сообществ с кедровым стлаником свидетельствует, что на отдельных участках мог задерживаться снежный покров. В условиях незначительного потепления, вероятно, отвечающего первому этапу глобального потепления (около 16-15 тыс. ^{14}C л.н.), увеличивалась залесенность территории, более широкое распространение получали берёзовые леса, в темнохвойных появлялась пихта. Долина стала хорошо обводненной, стали развиваться лиственничные мари с преобладанием в кустарниковом ярусе берёз и вересковых. Среднегодовая температура повысилась примерно на 1°C. Судя по экологическому оптимуму каменноберезняков (Кабанов, 1972), осадков было не менее 800 мм/год.

В похолодание, сопоставляемое с древним дриасом, лесная растительность стала более разреженной. Преобладали берёзовые леса и редколесья, расширялись площади, занятые лугами. Заболоченность долины снизилась. О холодных условиях также свидетельствует большое количество арктобореальных видов диатомей. Климат стал более сухим, даже по сравнению с концом ледниковой эпохи, о чем говорит обилие пыльцы полыни в палиноспектрах. Это не исключало сезонных наводнений, о чем свидетельствует большое количество изломанных створок диатомей в отдельных слоях. В потепление, сопоставляемое с беллингом, в низкогорье расширились участки темнохвойных лесов, большую роль стали играть ель аянская и пихта. Пояс темнохвойных лесов был ниже примерно на 400-600 м по сравнению с современным. Более широкое развитие на склонах кедрового стланика может свидетельствовать об увеличении мощности снежного покрова и, как следствие, весенних паводков. В долинных лесах возросло участие ольхи. Среднегодовая температура была на 2-2.5°C ниже современной. Количество атмосферных осадков, вероятно, было не менее 600-

800 мм/год. В кратковременное похолодание, сопровождавшееся иссушением, которое можно сопоставить со средним дриасом, в растительном покрове увеличилось участие кустарниковых берёз. В темнохвойных лесах с папоротниковым покровом большую роль стала играть ель корейская, устойчивая к периодическим засухам. В составе травяной растительности были распространены группировки с полынью. Годовое количество атмосферных осадков могло снижаться до 400 мм.

Существенная перестройка ландшафтов в долине р. Бикин происходила в потепление, которое сопоставляется с аллерёдом, датированное в изученном разрезе около 12000-11025 ^{14}C л.н. (13860-12930 кал. л.н.). В условиях увеличения увлажнения широкое развитие на склонах низкогорья получили темнохвойные леса, в составе которых возросло участие пихты. В низкогорье практически исчез кедровый стланник. В долине широкое развитие получили мари с зеленомошными лиственничниками и ольховые леса. Климат характеризовался ярко выраженными сезонными изменениями увлажнения с хорошо проявленным влажным сезоном (август-сентябрь), когда проходили частые сильные наводнения, и длительным сухим сезоном (зима-начало лета), когда в результате сильных гроз создавалась пожароопасная обстановка и распространялись палы. Пожары были на протяжении всего этого периода. После сильного пожара на изученной палеомари фактически был уничтожен лиственничник. Частые пожары привели к широкому развитию здесь багульника-подбела, являющегося индикатором послепожарных сукцессий (Копотева, Купцова, 2011). В долинных лесах при сильных пожарах сильно повреждались ольшанники. На склонах по гарям развивались белоберезняки. Около 11610-11220 ^{14}C л.н. (13490-13110 кал. л.н.) выделяется небольшое похолодание. В целом, смещение высотных поясов на западном макросклоне Сихотэ-Алиня было не менее 200 м. Среднегодовая температура была на 1.2-2°C ниже современной. Количество осадков, вероятно, превышало 500 мм/год, что согласуется с климатическими реконструкциями по другим регионам (Величко и др., 2002).

В начале позднего дриаса (11025-10600 ^{14}C л.н., 12930-12570 кал. л.н.) на развитие ландшафтов в бассейне р. Бикин сильно влиял пирогенный фактор. Растительность стала более разреженной, в темнохвойных лесах сокращалось участие пихты. Пожары были, как на мари, так и на склонах, где на гарях на месте темнохвойных лесов стали развиваться березняки. В долинных лесах существенно снизилось участие ольхи, активно стали развиваться ивы. По-видимому, в этот период были продолжительные сухие периоды и периоды с сильными наводнениями, во время которых на мари образовывались прослойки суглинка.

Ослабление пирогенного пресса около 10600-10110 ^{14}C л.н. (12570-11710 кал. л.н.) привело к увеличению залесенности территории и быстрому расселению темнохвойных лесов с доминированием ели корейской. В составе долинных лесов увеличивалось участие ольхи. На мари восстанавливались лиственничники. Климат стал более континентальным, холоднее и суше современного. На снижение частоты наводнений указывает и уменьшение в отложениях этого возраста количества диатомей, характерных для проточных вод. Нижняя граница пояса темнохвойных лесов была как минимум на 500 м ниже современной. Среднегодовая температура оценивается примерно на 3°C ниже современной. Реконструкция палеоклиматических параметров, сделанная для верховий р. Павловка (бассейн р. Уссури), показала, что температура января была ниже современной на 2°C, июля – на 1°C, годовая сумма осадков была меньше на 250 мм (Borisova, 1997).

Раннеголоценовый этап развития ландшафтов в изученных разрезах не зафиксирован. В среднем голоцене произошла смена русловых фаций, представленных грубообломочным материалом – галечниками, пойменными песками (^{14}C -дата 6900±90 л.н., 7750±90 кал. л.н., ЛУ-7568). В оптимальную фазу среднего голоцена в бассейне Среднего Бикина на фоне развития полидоминантных широколиственных лесов с участием дуба, ильма, ореха, лещины, сирени и берёз, плохо дренированные участки были заняты редкостойными лиственничниками с кустарниковыми берёзами и папоротниковым покровом, локально встречались травяно-сфагновые болота. На пойме были распространены заросли ольхи.

Терригенную фазу седиментации завершало формирование монотонной пачки глин, имеющих покровное залегание, которые накапливались при похолодании около 4.5-4.7 тыс. ¹⁴С л.н., возможно, при снижении количества атмосферных осадков (Короткий и др., 1997). В долине р. Бикин были широко распространены ерниковые заросли, на террасах росла лиственница и были развиты берёзовые леса. Нижние части склонов были заняты полидоминантными широколиственными лесами. Такие леса, вероятно, сохранились в среднем течении Бикина с оптимума голоцена, благодаря широтному простираню долины р. Бикин и положению хребтов, выполнявших барьерную роль и защищавших от холодных ветров с континента.

Кедр корейский появился в составе лесной растительности низкогорья в позднем голоцене. Экспансия кедра корейского в районе мари Диллалакчи произошла около 2725 ¹⁴С л.н. (2860 кал. л.н.), в районе мари Красный Яр – около 2504-2307 ¹⁴С л.н. (2590-2372 кал. л.н.). Роль кедра корейского возросла в малый оптимум голоцена. Верхние уровни рельефа были заняты пихтово-еловыми лесами с берёзой. Тенденция к похолоданию отмечена около 700 л.н., что соответствует началу Малого ледникового периода. Кардинальных изменений в лесной растительности не было: в кратковременные похолодания возрастала роль темнохвойных и берёзы, в потепления – увеличивалось участие широколиственных пород.

Современные мари начали развиваться на поверхности террасы около 4 тыс. ¹⁴С л.н. Развитие одновозрастных марей Диллалакчи и Красный Яр сильно отличалось, несмотря на близкое их расположение. Торфонакопление шло очень неравномерно, скорости менялись от 0.07 до 1.4 мм/год. Марь Диллалакчи имела классический эволюционный ход развития. Марь Красный Яр, растительность которой особенно чутко реагировала на климатические изменения и на динамику увлажненности, является во многом уникальной и имела нетипичный ход развития для бассейна Амура, что может быть связано с близостью орографического барьера. На развитие болотных ландшафтов влияли наводнения, выделены периоды активизации летних паводков, вызванных муссонными дождями, и снижения интенсивности речного влияния. Выявлена асинхронность в проявлении масштабов палеонаводнений в разных частях долины.

В позднем голоцене частота и масштаб палеопожаров в разных частях долины сильно отличались. Как правило, мари горели, когда условия становились менее обводненными, и был хорошо развит древесно-кустарниковый ярус. Возгорание, скорее всего, происходило в сухие сезоны – весна-начало лета и осень, которые являются пожароопасными периодами и в настоящее время. Усиление пожароопасности в позднем голоцене могло быть связано как с короткопериодичными похолоданиями со снижением количества атмосферных осадков, так и с потеплениями, когда менялась увлажненность. Пожары, проходившие в малый оптимум голоцена и Малый ледниковый период, могли иметь антропогенную природу.

На основе фрагментов палеоландшафтных летописей перехода от ледниковой эпохи к голоцену, отдельных данных для среднего голоцена и последовательных высокоразрешающих записей развития ландшафтов в позднем голоцене, выделены этапы крупных ландшафтных перестроек в позднем плейстоцене, среднем голоцене и детально охарактеризована изменчивость растительности для последних 4.5 тысяч ¹⁴С лет. Биотические компоненты ландшафтов, существовавших во время потепления, предшествующего последней ледниковой эпохе, сильно отличались от голоценовых, что объясняется большей континентальностью климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 15-05-00171.

Список литературы:

Алешинская З.В., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф. Миграция высотных поясов растительности среднего Сихотэ-Алиня в голоцене // Доклады Академии наук СССР, – 1980. – том 254, – № 4. – С. 949-963.

Белянин П.С. Развитие геосистем бассейна реки Бикин (Дальний Восток) в среднем и позднем голоцене // География и природные ресурсы, – 2013. – № 1. – С. 105-111.

Величко А.А., Дренова А.Н., Климанов В.А. Кременецкий К.В. Изменения климата в Восточной Европе и в Сибири на рубеже позднеледникового и голоцена // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). – М.: ИГ РАН, – 2002. – С. 186-206.

Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. – М.: Наука, – 1983. – 143 с.

Кабанов Н.Е. Каменноберёзовые леса в ботанико-географическом и лесоводственном отношениях. – М.: Наука, – 1972. – 137 с.

Колесников Б.П. Растительность // Южная часть Дальнего Востока. – М.: Наука, – 1969. – С. 206-250.

Копотева Т.А., Купцова В.А. Пирогенный фактор на маревых болотах Приамурья // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН, – 2011. – № 3. – С. 37-41.

Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вест. ДВО РАН. – 1997. – № 3. – С. 121-143.

Borisova O.K. Younger Dryas landscapes and climate in Northern Eurasia and North America // Quaternary International. – 1997. – V. 41/42. – P. 103-109. Lozhkin A.V., Anderson P., Eisner W.R., Solomatkina T.B. Late glacial and Holocene landscapes of central Beringia // Quaternary Research, – 2011. – V. 76. – P. 383-392.

Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // Quaternary International, – 1997. – V. 42/43. – P. 71-96.

ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ В ГОЛОЦЕНЕ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Н.А. Рудая^{1,2,3}, С.К. Кривоногов^{2,4}, С.В. Жилич^{1,4}, Л.Б. Назарова^{3,5}, О.В. Палагушкина³, В.С. Панов¹, Д.В. Папин⁶, Л.А. Фролова³, Д. Отгонбаяр⁷, Б. Баярхүү⁷, Н. Жаогалсүрэн⁸

¹Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, nrudaya@gmail.com

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия, larissa.frolova@mail.ru

⁴Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, s_krivanogov@mail.ru

⁵Потсдамский университет, Потсдам, Германия, lnazarov@uni-potsdam.de

⁶Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия, papindv@mail.ru

⁷Ховдский государственный университет, Ховд, Монголия, summit_aamo@mail.ru

⁸Монгольский национальный университет, Улан-Батор, Монголия

LANDSCAPE DEVELOPMENT IN SOUTH-WESTERN SIBERIA AND NORTH-WESTERN MONGOLIA IN THE HOLOCENE

N.A. Rudaya^{1,2,3}, S.K. Krivanogov^{2,4}, S.V. Zhilich^{1,4}, L.B. Nazarova^{3,5}, O.V. Palagushkina³, V.S. Panov¹, D.V. Papin⁶, L.A. Frolova³, D. Otgonbayar⁷, B. Bayarkhuu⁷, N. Zhaogalsuren⁸

¹Institute of Archaeology & Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³Kazan State University, Kazan, Russia

⁴Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

⁵Potsdam University, Potsdam, Germany

⁶Altai State University, Barnaul, Russia

⁷Khovd State University, Khovd, Mongolia

⁸National University of Mongolia, Ulaanbaatar, Mongolia

Палеоэкологические данные, полученные для юга Западной Сибири, а также прилегающих территорий Монгольского Алтая и Казахстана, показали пространственную и временную вариабельность голоценовых изменений растительности и климата. Это определяется важной ролью Алтайских гор, которые являются водоразделом, разделяющим крупный регион на три географические части. Палеореконструкции предполагают разные механизмы, определяющие послегляциальную динамику природных условий этой территории.

Опустынивание и деградация земель, обусловленная рядом факторов, в том числе изменением климата и деятельностью человека, становится серьезной социально-экономической проблемой в аридных и полупустынных регионах Центральной Азии. Особенно драматические изменения регистрируются в горных областях с наиболее высоким биоразнообразием и концентрацией экономически важных ресурсов (древесина, продуктивные пастбища, запасы пресной воды).

Таким образом, одной из важнейших задач для специалистов, работающих с природными голоценовыми палеоархивами Центральной Азии, является задача оценить является ли причиной недавних опустынивания и деградации земель (1) только возросшая антропогенная нагрузка на ландшафты (перевыпас, интенсивная вырубка лесов, строительство); (2) только влияние естественных природных трендов или (3) оба этих фактора, находящихся в суперпозиции в разные периоды голоцена. Решение этой проблемы требует детальных локальных и региональных палеоэкологических реконструкций с использованием различных палеоархивов.

До недавнего времени голоценовая история природы Центральной Азии активно изучалась с использованием биологических, литологических, геохимических и изотоповых палеозаписей в основном для северного и западного Китая (Rhodes et al., 1996; Wei and Gasse, 1999; Herzschuh et al., 2004, 2006; Tarasov et al., 2006; Wünnemann et al., 2006; Li et al., 2010; Chen et al., 2008, 2010; Ni et al., 2010; Wang et al., 2014 и др.), где на региональную природную среду оказывает заметное влияние Восточно-Азиатский летний муссон.

В 1990х годах детальные палинологические исследования торфяников и озерных кернов были проведены для территории северного и центрального Казахстана, показавшие другие закономерности развития климата и растительности в течение голоцена, чем на территориях контролируемых летним муссоном (Kremenetski et al., 1997; Tarasov et al., 1997). Голоценовые донные отложения озер юга Западной Сибири исследованы палинологическим (Blyakharchuk et al., 2004, 2007, 2008; Schlütz and Lehmkuhl, 2007; Rudaya et al., 2012, 2016; Жилич и др., 2016), диатомовым (Westover et al., 2006; Rudaya et al., 2012; Жилич и др., 2015) и хианомидным (Ilyashuk and Ilyashuk, 2007; Жилич и др., 2015) методами.

Монголия занимает центральное место в Центрально-Азиатском регионе и является крайне уязвимой к процессам опустынивания и деградации земель (Gunin et al., 1999). По сравнению с соседними регионами, Монголия испытала пик исследовательской активности в 1970-1980 годы, когда там работала Советско-Монгольская экспедиция. Тогда были выполнены комплексные исследования примерно 20 озер, результаты исследования опубликованы в основном на русском языке (Виппер и др. 1981; Савина и др., 1981; Малаева, 1989). Несмотря на огромный объем работ, эти данные не всегда имеют высокое разрешение и зачастую нуждаются в более полном радиоуглеродном контроле (Gunin et al., 1999). В последние десятилетия появилось несколько новых публикаций о результатах палеоэкологического исследования монгольских озер (Peck et al., 2002; Fowell et al., 2003; Grunert et al., 2000; Prokopenko et al., 2007; An et al., 2008; Rudaya et al., 2009; Schwanghart et al., 2009; Felauer et al., 2012). В основном это озера центральной и северо-восточной части Монголии.

Палинологические данные, полученные для Северного Казахстана, показывают, что первая половина голоцена была более аридная, чем сейчас. Поворот к более влажному климату состоялся здесь только во второй половине голоцена, когда вся территория от Балтийского моря до Северного Казахстана и Южной Сибири находилась под контролем атлантических воздушных масс. Палеозаписи, полученные из Российского Алтая (Blyakharchuk et al., 2004, 2007, 2008; Schlütz, Lehmkuhl, 2007; Andreev et al., 2007; Rudaya et al., 2016), предполагают наличие двух максимумов увлажнения в течение последних 12 тыс. лет. При этом, если раннеголоценовый максимум, связанный с летним муссоном, больше проявился в восточной части региона (например, в Туве), то позднеголоценовый максимум, обусловленный западным воздушным переносом, более выражен в западной части

Российского Алтая, что попадает в общую схему развития природы Северного Казахстана и юга Западной Сибири.

Накопленный авторами материал позволяет сделать первые обобщения по строению и условиям формирования сапропелевых озер юга Западной Сибири. Большинство изученных озер имеет двучленное строение осадочной толщи: коричневый торф, торфянистый сапропель в нижней части и зеленоватый макрофитно-планктоногенный сапропель в верхней части. Таким образом, данные озера развивались в два этапа. Они образовывались как заболоченные низины и лишь позднее становились озерами. На первом этапе основными источниками для формирования отложений были водные, прибрежно-водные и болотные макрофиты, давшие довольно грубое по степени разложения органическое вещество. На втором этапе источниками вещества были водные макрофиты и фито- и зоопланктон самих озер. На начальных стадиях формирования во многих озерах накапливался слой торфянистого сапропеля, обогащенный раковинами моллюсков и остракод. Он, по-видимому, отражает кратковременную фазу мелководного эвтрофного водоема. Датирование озерных отложений радиоуглеродным методом показывает, что многие изученные озера образовались в среднем голоцене 6.0-6.7 т.л.н. Учитывая, что голоцен в целом является эпохой повышенного увлажнения, этот факт вызывает вопрос: почему впадины, находящиеся на разных элементах рельефа и в разных природно-климатических условиях в первую половину голоцена оставались сухими? Так развивалось озеро Чаны, которое, согласно полученным новым датам, стало болотистым займищем около 6 т.л.н. и превратилось в озеро около 5 т.л.н. Вместе с тем, существуют озера, образование которых произошло в начале голоцена. Например, болотный этап оз. Кирек начался 10.7 т.л.н., а в озере Большая Ложка органо-минеральное осадконакопление началось 10.5 т.л.н.

В 2015 г. авторами выполнены три количественные палеоклиматические реконструкции, основанные на палинологических данных по материалам кернов донных отложений озер Чаны, Большие Тороки (Новосибирская область, Барабинская лесостепь) и Телецкое (Республика Алтай). Первая палеозапись охватывает последние 8 т.л., вторая - 3.6 т.л., а палеозапись из озера Телецкое - 4.25 т.л.

Между 7.9 и 7.0 т.л.н. в Барабинской лесостепи произрастали хвойные леса из сосны обыкновенной, кедра сибирского и ели. Период наиболее теплого и сухого климата приходится на 7.0-5.0 т.л.н. В это время были развиты открытые степные ландшафты. Вместе с тем, в это же время в регионе начали распространяться березовые перелески. После 5.0 т.л.н. наметился тренд на похолодание и появилась лесостепь, схожая с современной. Распространение таежных элементов отмечается в короткий промежуток между 2.1 и 1.9 т.л.н. После 1.5 т.л.н. преобладали лесостепные сообщества; среднеиюльские температуры стали близки к современным.

По результатам исследования керна из Ярковского плеса, озеро Чаны образовалось как неглубокий болотистый олиготрофный водоем 10 т.л.н. Около 3.6 т.л.н. произошла смена условий: озеро превратилось в мелководный, слабосоленый, эвтрофный водоем с большим количеством макрофитов. В интервале 3.6-3.4 т.л.н. вокруг озера произрастал сосновый лес; климат был чуть холоднее современного. Начиная с 3.4 т.л.н. распространились березовые колки. После 2 т.л.н. озеро стало глубже, фиксируются пики обводнения 1.4 и 0.8 т.л.н. В период 1-0.5 т.л.н. в регионе была распространена лесостепь с крупными массивами березовых колок, озеро оставалось неглубоким, эвтрофным, слабо соленым. После 0.5 т.л.н. увеличилась глубина и соленость озера, климат стал холоднее, а вокруг озера распространились остепненные луга, отражающие современное остепнение.

Для северо-восточного Алтая хвойные леса реконструированы на протяжении всего позднего голоцена, хотя период относительно холодного и сухого климата с минимальными температурами июля и развитием остепненных сообществ наблюдался до 3.5 т.л.н. После 3.5 т.л.н. площади горной хвойной тайги увеличились с максимумом лесопокрытия и максимальными температурами июля между 2.7-1.6 т.л.н. Непродолжительное похолодание отмечено между 1.4 и 1.3 т.л.н. (Rudaya et al., 2016).

Палинологические данные, полученные из наиболее восточной части Алтая (Монгольский Алтай, озеро Хотон-Нур, Rudaya et al., 2009), позволили реконструировать динамику климата и растительности этой территории в голоцене. В начале голоцена (до 10 т.л.н.) климат был относительно сухим. Доминирующим типом растительности в Монгольском Алтае были холодные степи. Интервал 5-10 т.л.н. характеризуется экспансией в Западную Монголию лесной растительности, представленной, главным образом, сообществами с елью обыкновенной и значительным увеличением осадков до 500 мм/год. Главной особенностью позднеголоценовых природных условий региона является редукция лесов и возобновление степей как доминирующего типа при значительном снижении среднегодового количества осадков до 200-300 мм в год. Таким образом, в восточной части Алтайской горной страны наиболее увлажненный период пришелся на первую половину голоцена, в то время как поздняя половина отличалась аридным климатом.

Исследования проводятся при поддержке проектов РФФИ (16-55-44065 и 15-05-04918), в рамках которых в течение летнего полевого сезона 2016 г. были отобраны керны донных отложений двух озер Алтайского края (Россия) и трех озер Котловины Больших Озер (Монголия). Результаты, которые будут получены при изучении нового материала, дополняют общую картину развития голоценовых ландшафтов этой территории и, вероятно, позволят ответить на вопросы, поставленные в начале статьи.

Список литературы:

Вишпер П.Б., Дорофеюк Н.И., Лийва А.А., Метельцева В.П., Соколовская В.Т. Палеогеография голоцена и верхнего плейстоцена Центральной Монголии // Изв. АН Эстонской ССР. - 1981. - Т. 30, биология, № 1. - С. 74-82.

Жилич С.В., Рудая Н.А., Назарова Л.Б., Палагушкина О.В., Кривоногов С.К. Изменения озера Чаны и окружающих ландшафтов во второй половине голоцена // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. - 2015. - Т. 21, - С. 232-236.

Жилич С.В., Рудая Н.А., Кривоногов С.К. Природные условия обитания древнего человека в Барабинской лесостепи в эпоху бронзы // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. - Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, - 2014. - Том XX, - С. 154-157.

Малаева Е.М. История растительности Монголии в плейстоцене и голоцене и палеоиндикационные признаки ископаемых пыльцевых флор // Поздний кайнозой Монголии. - М.: Наука, 1989. - С. 158-177.

Савина Л.Н., Коротков И.А., Огородников А.В., Савин Е.Н., Буренина Т.А. Тенденции развития лесной растительности Монгольской народной республики (по данным спорово-пыльцевого анализа лесных почв) // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии / Ред. Л.Н. Савина. Новосибирск, Наука, 1981, с. 83—157.

An C.B., Chen F.H., Barton L. Holocene environmental changes in Mongolia: a review // Global and Planetary Change 63, - 2008. -P. 282-289.

Andreev A., Pierau R., Kalugin I., Daryin A., Smolyaninova L., Diekmann, B. Environmental changes in the northern Altai during the last millennium documented in Lake Teletskoye pollen record // Quaternary Research, 67, - 2007.-P. 394–399. doi:10.1016/j.yqres.2006.11.004.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. Late-glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 209, - 2004. – P. 259–279.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 245, - 2007. – P. 518–534.

Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B. The role of Pingos in the development of the Dzhangyskol lake-Pingo complex, central Altai Mountains, Southern Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 254 (4), - 2008. – P. 404-420.

Chen F., Yu Y., Yang M., Ito E., Wang S., Madsen D.B., Huang X., Zhao Y., Sato T., Birks H.J.B., Boomer I., Chen J., An C., Wünnemann B. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history // Quaternary Science Reviews, 27, - 2008. P. 351–364.

- Chen F.-H., Chen J.-H., Holmes J., Boomer I., Austin P., Gates J.B., Wang N.-L., Brooks S.J., Zhang J.-W. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: a review, synthesis and comparison with monsoon region // *Quaternary Science Reviews*, 29 (7-8), - 2010. –P. 1055-1068.
- Felauer Th., Schluetz F., Murad W., Mischke S., Lehmkuhl F. Late Quaternary climate and landscape evolution in arid Central Asia: A multiproxy study of lake archive Bayan Tohomin Nuur, Gobi desert, southern Mongolia // *Journal of Asian Earth Sciences*, 48, - 2012. – P. 125–135.
- Fowell S.J.B., Hansen C.S., Peck J.A., Khosbayer P., Ganbold E. Mid to late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data // *Quaternary Research*. – 2003. –Vol. 59. – P. 353–363.
- Grunert J., Lehmkuhl F., Walther M. Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia) // *Quaternary International*. – 2000. – Vol. 65/66. – P. 171-191.
- Gunin P.D., Vostokova E.A., Dorofeyuk N.I., Tarasov P.E. & Black C.C. (eds). Vegetation dynamics of Mongolia. - Geobotany 26, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1999. – 239 p.
- Herzschuh U., Tarasov P., Wünnemann B., Hartmann K. Holocene vegetation and climate of the Alashan Plateau, NW China, reconstructed from pollen data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. - 2004. – Vol. 211. – P. 1–17.
- Herzschuh U., Winter K., Wümann B., Shijie Li. A general cooling trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra // *Quaternary International*. - 2006. – Vol. 154–155. – P. 113–121.
- Ilyashuk B., Ilyashuk E. Chironomid record of Late Quaternary climatic and environmental changes from two sites in Central Asia (Tuva Republic, Russia)—local, regional or global causes? // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26. – P. 705–731.
- Kremenetski V., Tarasov P.E., Cherkinsky E. Postglacial development of Kazakhstan pine forests // *Geographie physique et Quaternaire*. - 1997. – Vol. 51. – P. 391–404.
- Li C., Wu Y., Hou X. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment // *Quaternary International*, 229 (1–2), - 2011 – P. 67-73.
- Ni J., Yu G., Harrison S., Prentice I.C. Palaeovegetation in China during the late Quaternary: Biome reconstructions based on a global scheme of plant functional types // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 289 (1–4), - 2010. – P. 44-61
- Peck J., Khosbayer P., Fowell S., Pearce R., Ariunbileg S., Hansen B., Soninkhishig N. Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2002. – Vol. 183. – P. 135-153.
- Prokopenko A., Khursevich G., Bezrukova E., Kuzmin M., Boes X., Williams D., Fedenya S., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed // *Quaternary Research*. -2007. – Vol. 68. – P. 2–17.
- Rhodes T.E., Gasse F., Lin R., Fontes J.-C., Wie K., Bertrand P., Gibert E., Melie`res F., Tucholka P., Wang Z., Cheng Z. A Late Pleistocene–Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. -1996. – Vol. 120. – P. 105–121.
- Rudaya, N., Nazarova, L., Nourgaliev, D., Palagushkina, O., Papin, D., Frolova, L. Middle-late Holocene environmental history of Kulunda, southwestern Siberia: vegetation, climate and humans // *Quaternary Science Reviews* 48, - 2012. – P. 32-42
- Rudaya, N., Nazarova, L., Novenko, E., Andreev, A., Babich, V., Kalugin, I., Daryin, A., Li, H.-Ch., Shilov, P. Quantitative reconstructions of mid-late Holocene climate and vegetation in the north-eastern Altai mountains recorded in lake Teletskoye // *Global and Planetary Change*, 141. -2016. – P. 12-24.
- Rudaya, N., Tarasov, P., Dorofeyuk, N., Solovieva, N., Kalugin, I., Andreev, A., Daryin, A., Diekmann, B., Riedel, F., Tserendash, N., Wagner, M. Holocene environments and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records: a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia // *Quaternary Science Reviews*, 28, - 2009. – P. 540-554.
- Schlütz F., Lehmkuhl F. Climatic change in the Russian Altai, southern Siberia, based on palynological and geomorphological results, with implications for climatic teleconnections and human history since the middle Holocene // *Veget. Hist. Archaeobot.* – 2007. – Vol. 16. – P. 101–118.
- Schwanghart, W., Frechen, M., Kuhn, N.J., Schütt, B. Holocene environmental changes in the Ugii Nuur basin, Mongolia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279, - 2009. P. 160-171.

Tarasov P., Jin G., Wagner M. Mid-Holocene environmental and human dynamics in northeastern China reconstructed from pollen and archaeological data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241, - 2006. – P. 284-300.

Tarasov P., Jolly D., Kaplan J. A continuous Late Glacial and Holocene record of vegetation changes in Kazakhstan // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1997. – Vol. 136. – P. 281-292.

Wang Y., Herzschuh U., Shumilovskikh L. S., Mischke S., Birks H. J. B., Wischniewski J., Böhner J., Schlütz F., Lehmkuhl F., Diekmann B., Wünnemann B., Zhang C. Quantitative reconstruction of precipitation changes on the NE Tibetan Plateau since the Last Glacial Maximum – extending the concept of pollen source area to pollen-based climate reconstructions from large lakes // *Climate of the Past*, 10, - 2014. – P. 21-39.

Wei K., Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation // *Quaternary Science Reviews*, 18(12), - 2009. – P. 1315-1334.

Westover K.S., Fritz S.C., Blyakharchuk T.A., Wright H.E. Diatom paleolimnological record of Holocene climatic and environmental change in the Altai Mountains, Siberia // *Journal of Paleolimnology*, 35, - 2006. – P. 519–541.

Wünnemann B., Mischke S., Chen F. A Holocene sedimentary record from Bosten Lake, China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – Vol. 234. – p. 223–238.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ СРЕДНЕГО-ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА НА ВНУТРЕННЕМ ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗ ПАЛЕОДОЛИНЫ РЕКИ ЛЕНЫ

О.В. Руденко¹, В.В. Енина¹, Х.А. Баух², Я.С. Овсепян³

¹Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел, Россия,
olrudenko2011@yandex.ru

²Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven Mainz Academy, Mainz;
GEOMAR, Kiel, Germany, hbauch@geomar.de

³Геологический институт РАН, Москва, Россия, yaovsepyan@yandex.ru

RECONSTRUCTION OF MID-LATE HOLOCENE EVENTS ON THE INNER SHELF OF THE LAPTEV SEA BASED ON PALYNOLOGICAL DATA FROM THE LENA RIVER PALEOVALLEY

O.V. Rudenko¹, V.V. Yenina¹, H.A. Bauch², Ya.S. Ovsepyan³

¹Turgenev Oryol State University, Oryol, Russia

²Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven Mainz Academy, Mainz;
GEOMAR, Kiel, Germany

³Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Из шельфовых морей Западного сектора Арктики море Лаптевых в наименьшей степени подвержено водообмену с Атлантическим и Тихим океанами благодаря удаленности от них и барьерному эффекту островов Северная Земля и Новосибирских. Влияние моря Лаптевых на климат Арктики определяется его ключевой ролью в формировании большей части арктического морского льда в зимний период и теплообмене с атмосферой летом (Kassensetal., 1998). В море сбрасывается более четверти общего объема континентального стока пресных вод Северного Ледовитого океана, в основном через р. Лена (Gordeevetal., 1996). Большая часть твердой органической взвеси в составе речного стока осаждается в эстуариях, в так называемом маргинальном фильтре (Lisitsin, 1995). Осадочные керны из этих областей с высокими скоростями седиментации содержат наиболее полную информацию о процессах взаимодействия суши и моря и в последние десятилетия активно изучаются в рамках российско-германских научных программ (Kassensetal., 1994; Land-Ocean..., 1999; Система..., 2009; Timokhov, 1994 и др.), в том числе комплексом биостратиграфических методов (например, NaidinaandBauch, 2001; 2011; Polyakovaetal., 2009;

Rudenko et al., 2014; Taldenkova et al., 2008). Выявление характера изменений речного стока является одной из важнейших задач данных исследований. Надежными индикаторами для этого являются таксономический состав и концентрация органической взвеси, состоящей, в основном, из диатомовых и зеленых водорослей, спор и пыльцы наземных растений.

Материал и методы.

В настоящей работе обсуждаются результаты палинологических исследований 2 колонок донных осадков, поднятых в российско-германских экспедициях TRANSDRIFT в палеодолине Лены: РМ9482-2 - с глубины 27 м к северу от ее современной Туматской протоки, PS51/80-13 – с глубины 21 м вблизи устья Трофимовской протоки, к северо-востоку от дельты (рис. 1 А).

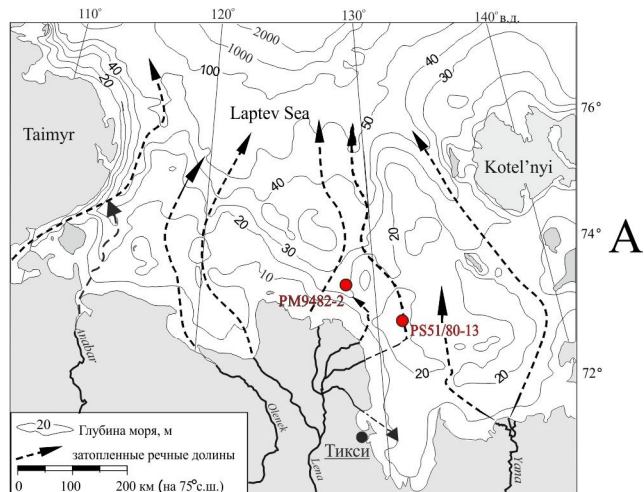
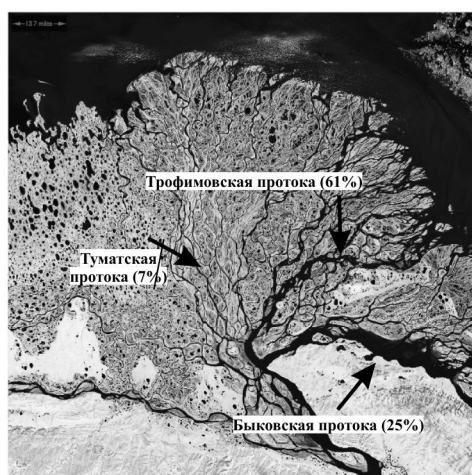
Керны представлены алевроитистыми глинами с содержанием C_{org} около 1,5-2% и включениями обломков раковин и фрагментов древесины. Обе колонки снабжены возрастными моделями, основанными на 12 радиоуглеродных датировках (рис. 1 Б, В), сделанных методом ускорительной масс-спектрометрии в лаборатории им. Лейбница Университета г. Киля (Германия) по раковинам двустворчатых моллюсков *Portlandia arctica* и фрагменту древесины. Радиоуглеродный возраст переведен в календарный с учетом поправки на региональный резервуарный эффект (370 ± 49 лет) с помощью программы CALIB 4.3 (Bauch et al., 2001). Частый пробоотбор с интервалом в 3-4 см позволил получить пылевые записи с временным разрешением примерно в 10-100 лет. Замороженные и высушенные методом вакуумной сушки образцы обработаны сепарационным методом В.П. Гричука (Пыльцевой..., 1950). Для определения концентраций палиноморф на начальной стадии обработки в предварительно взвешенный осадок добавлялись таблетки с фиксированным количеством спор-маркеров (Stockmarr, 1971). При подсчете процентных соотношений за 100% принята сумма пыльцы древесных, кустарниковых и травянистых растений. Непыльцевые палиноморфы, объединяющие споры, колониальные пресноводные хлорофитовые водоросли и цисты динофлагеллат, подсчитаны отдельно, за 100% принята их общая сумма. Для расчета индекса «открытости ландшафта», т.е. отношения доминирующего лесного биома (таежного в изученных колонках донных осадков) к доминирующему безлесному (тундровому), позволяющего наиболее объективно оценить характер изменений растительного покрова побережья, применена методика биомизации (Prentice et al., 1996), успешно опробованная на субрецентных палиноспектрах из водосборного бассейна Лены (Müller et al., 2009).

Результаты и выводы.

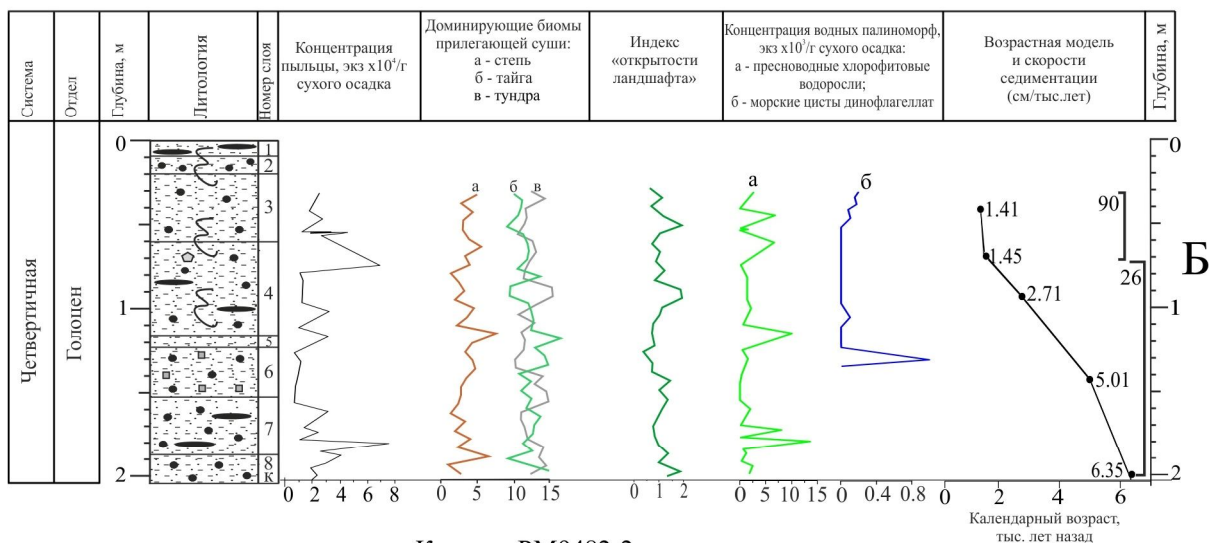
Колонка PS51/80-13. Палинодиаграмма разделена на две хронозоны, отражающие периоды низкой и высокой скоростей седиментации (рис. 1 Б).

Палиноспектры первой хронозоны (~6.0-1.5 тыс. кал. л.н.; интервал 2.1-0.7 м разреза) характеризуются доминированием пыльцы *Betulanana*-type (до 55%) и *Alnaster* (*Alnus viridis*) (до 35%). В травянистой части спектров наиболее значима доля пыльцы злаков, достигающая пикового значения в 12% 5.2 тыс. кал. л.н., а также осок (до 10%). Концентрация пресноводных колониальных водорослей родов *Pediastrum* и *Botryococcus* на порядок выше концентрации цист динофлагеллат. Последние появляются около 4.2 тыс. кал. л.н. и достигают пика численности $\sim 9 \times 10^2$ экз/г, свидетельствуя об установлении морских условий в юго-восточной части шельфа. Для второй хронозоны (1.5-1.3 тыс. кал. л.н.; инт. 0.7-0.3 м) характерно значительное уменьшение процентного содержания пыльцы растений пойменных биоценозов за счет увеличения доли дальнезаносной пыльцы сосны европейской и сибирской (до 75-80%).

Колонка РМ9482-2. Палинодиаграмма разделена на две хронозоны, отражающие периоды высокой (2.8-2.3 тыс. кал. л.н.; инт. 3.4-2.8 м) и низкой скоростей седиментации (2.3-0 тыс. кал. л.н.; инт. 2.8-0 м) (рис. 1 В). Им соответствуют палинозоны 1 и 2, основным различием которых при общей монотонности состава микрофоссилий, является снижение доли пыльцы кустарничков вверх по разрезу.



Колонка PS51/80-13



Колонка PM9482-2

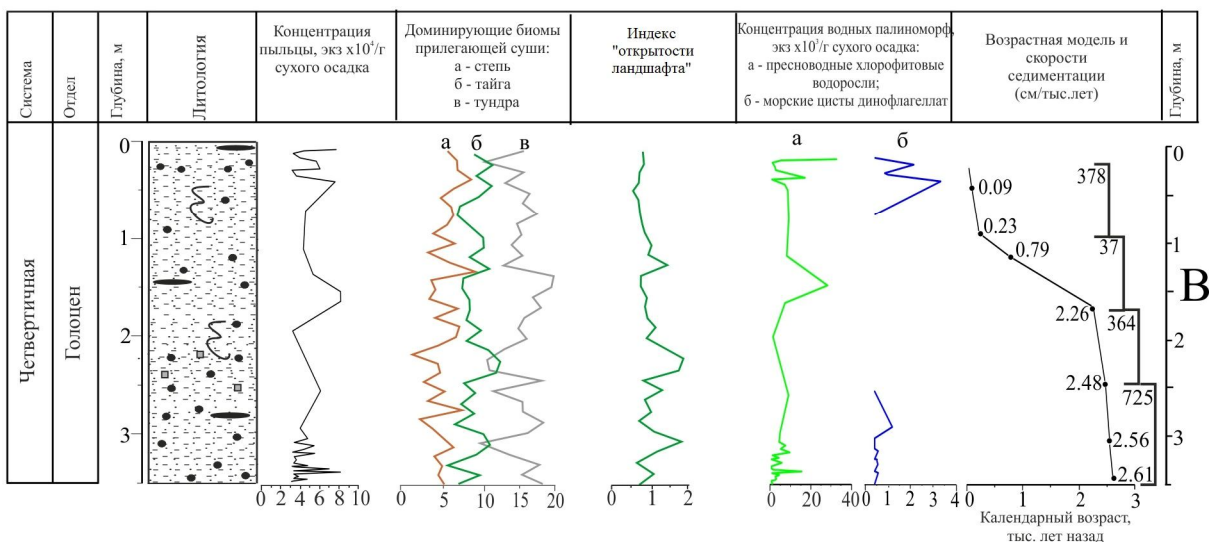


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов (А: проценты указывают долю стока, проходящего через Ленские протоки в настоящее время) и основные характеристики осадков колонок PS51/80-13 (Б) и PM9482-2 (В).

Проведенные исследования показали, что состав и, особенно, концентрация пыльцы и спор в донных осадках района, примыкающего к дельте Лены, в значительной степени зависят от интенсивности речного стока и отражают флористическую картину нескольких ботанико-географических зон и подзон (арктической заболоченной моховой тундры,

кустарниковой тундры и примыкающей с юга тайги). Индексы «открытости ландшафта» свидетельствуют об отсутствии кардинальных изменений в растительном покрове побережья моря Лаптевых и дельты Лены за последние 6 тыс. кал. лет. Пики концентрации палиноморф отражают два эпизода резкого увеличения привноса органической взвеси, и, следовательно, речного стока, 5.2 и 1.6 тыс. кал. л.н.

Значительное уменьшение концентрации пыльцы и увеличение доли дальнезаносной пыльцы сосны в период после 1.6 тыс. кал. л.н. указывает на снижение пыльцевой продуктивности растений тундровых биоценозов в связи с похолоданием в поздне-субатлантическом периоде, что отражено биомными кривыми (рис. 1 Б, В) и согласуется с выводами, полученными при изучении озерно-болотных отложений северной Якутии (Andreev et al., 2011; Pisaric et al., 2001; MacDonald et al., 2000). Резкое снижение скорости осадконакопления в зоне влияния Туматской протоки в период после 2.3 тыс. кал. л.н. и противоположная тенденция в зоне влияния Трофимовской протоки свидетельствуют о перераспределении основного стока Лены в северо-восточном направлении в период между 5.2 и 2.3 тыс. кал. л.н., что согласуется с выводами, полученными ранее по результатам диатомового анализа осадков колонок PS51/80-13 и PM9482-2 (Polyakova et al., 2009).

Исследования поддержаны стипендиальными программами российско-германской Лаборатории по морским и полярным исследованиям им. Отто Шмидта (проект № 03PL043A) и РФФИ (проект 15-05-08497).

Список литературы:

- Пыльцевой анализ. - Госгеолиздат, М. -1950.
- Andreev A.A., Schirrmeister L., Tarasov P.E., Ganopolski A., Brovkin V., Siebert C., Wetterich S. and Hubberten H.-W. Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records // *Quaternary Science Reviews*. - 2011. - V. 30. - Pp. 2182-2199.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J. and Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. *Global and Planetary Change*. - 2001. - V. 31. - Pp. 125 -139.
- Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S. and Sidorova M.V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *American Journal of Sciences*. - 1996. -V. 296. - Pp. 664-691.
- Kassens H., Dmitrenko I.A., Rachold V., Thiede J. and Timokhov L. Russian and German scientists explore the Arctic's Laptev Sea and its climate system // *EOS Transaction American Geophysical Union*, V. 79. - 1998. - Pp. 317-323.
- Lisitzin, A.P. Marginal filter in the oceans // *Oceanology*. - 1995. - V. 34 (5). - Pp. 671– 682.
- MacDonald, G., Velichko, A., Kremenetski, C., Borisova, O., Goleva, A., Andreev, A., Cwynar, L., Riding, R., Forman, S., Edwards, T., Aravena, R., Hammarlund, D., Szeicz, J. and Gattaulin, V. Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia // *Quaternary Research*, 53. - 2000. - P. 302–311.
- Müller S., Tarasov P.E., Diekmann B. and Andreev A.A. Late Glacial to Holocene environments in the present-day coldest region of the Northern Hemisphere inferred from a pollen record of Lake Billyakh, Verkhoyansk Mts, NE Siberia // *Climate of the Past*. - 2009. - No 5. - Pp. 73-84.
- Naidina O.D. and Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // *Global and Planetary Change*. - 2001. - V. 31. - Pp. 141-153.
- Naidina O.D. and Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary International*. - 2011. - V. 229. - Pp. 84-88.
- Pisaric M.F.J., MacDonald G.M., Velichko A.A. and Cwynar L.C. The Lateglacial and postglacial vegetation history of the northwestern limits of Beringia, based on pollen, stomate and tree stump evidence // *Quaternary Science Reviews*. - 2001. - V. 20. - Pp. 235-245.
- Polyakova, Ye.I., Klyuvitkina, T.S., Novichkova, E.A., Bauch, H.A. and Kassens, H. Changes in the Lena River Runoff during the Holocene // *Water Resources*. - 2009. - Vol. 36. - No.3. - Pp. 273-283.
- Prentice I.C., Guiot J., Huntley B., Jolly D. and Cheddadi R. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*. - 1996. - V. 12. - Pp. 185-194.
- Rudenko O., Tarasov P.E., Bauch H.A. and Taldenkova E. A Holocene palynological record from the northeastern Laptev Sea and its implications for palaeoenvironmental research // *Quaternary International*. -

2014. - V. 348. - Pp. 82-92.

Stockmarr J. Tablet spores used in absolute pollen analysis //Pollen Spores. - 1971. - V. 13. - P.616-621.

Taldenkova, E., Bauch, H.A., Stepanova, A., Strezh, A., Dem'yankov, S. and Ovsepyan, Y. Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margin: palaeoenvironmental implications of benthic assemblages // Quaternary International, 183. -2008. - Pp. 40-60.

Timokhov, L.A. Regional characteristics of the Laptev and East Siberian seas: climate, topography, ice phases, thermohaline regime, circulation, in Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea (H. Kassens et al., Eds.) //Reports on Polar Research. - 1994. - V. 144. - Pp. 15–31.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «ОРЛОВСКОЕ ПОЛЕСЬЕ» НА НАЧАЛЬНОМ ЭТАПЕ ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЧЕЛОВЕКОМ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

О.В. Руденко¹, Е.Ю. Новенко^{2,3}

¹Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел, Россия,
olrudenko2011@yandex.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Институт географии РАН, Москва, Россия, lenanov@yandex.ru

HUMAN-INDUCED TRANSFORMATION OF FOREST ECOSYSTEMS IN THE ORLOVSKOYE POLESYE NATIONAL PARK AS INFERRED FROM PALYNOLOGICAL DATA

O.V. Rudenko¹, Ye.Yu. Novenko^{2,3}

¹Turgenev Oryol State University, Oryol, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³Institute of Geography of RAN, Moscow, Russia

Район исследований

Восточная периферия Калужско-Брянского лесного массива, национальный парк «Орловское Полесье» (далее в тексте НП), - крупнейший лесной массив левобережья верхнего течения р. Оки в пределах Орловской области, расположенный на ее северо-западе на границе зоны широколиственных лесов с лесостепью в области умеренно-континентального климата. Его общая площадь - 77 745 га. Лесоформирующими породами в различных сочетаниях являются сосна обыкновенная, ель европейская, дуб черешчатый, береза, липа, осина, клен платанолистный, реже – ясень обыкновенный и ольха клейкая (Новенко и др., 2014).

Процесс антропогенной трансформации лесного левобережья верхнего течения р. Оки - результат длительного неравномерного освоения региона в последние несколько тысячелетий (Бадер, 1974; Восточноевропейские..., 2004). Так, территория современного НП была заселена еще в бронзовом веке, предположительно, кочующими угорскими племенами загадочной фатьяновской культуры, пришедшей на данную территорию с Верхнего Поволжья и основавшими здесь первые оседлые поселения (Городцов, 1927). На территории НП в 1.5 км к северу от деревни Радовище известен курганный могильник, датируемый XI-XIII в.в. н.э. (рис. 1). В первые века н.э. на Верхнюю Оку с Десны переселяются племена почепской культуры (Краснощекова, Краснитский, 2006). Обычно места их оседлого обитания - не укрепленные поселения, или селища, располагались гнездами по 2-4. Такое гнездо из трех селищ I-III в.в. н.э., известно в пойме р. Вытебеть у села Булатово (рис.1). Самое древнее укрепленное городище верхнеокской археологической культуры, известное на территории Орловской области, Радовище, было основано балтами в VI-V вв. до н.э. на территории современного НП. Еще одно, Хотимль-Кузьменково, имеющее статус памятника федерального значения, датируется XI-XII в.в. н.э.



Рис.1. Местоположение изученного разреза торфяной залежи и археологические памятники на территории современного НП «Орловское Полесье»

Несмотря на то, что территория НП была заселена довольно давно, сельскохозяйственное освоение его территории долгое время тормозилось обилием болотистых пространств, широким распространением водно-ледниковых песков, малопригодных для использования в хозяйственных целях, и довольно скудными почвами.

В культуре земледелия у первых оседлых поселенцев в лесной зоне соседствовали огневая подсека, позволявшая вовлекать в использование огромные массивы серых лесных почв, и переложная система земледелия, вначале двупольная, а затем и трехпольная (Долуханов, 1984; Краснов, 1971). Климат, огонь, и деятельность человека сильно повлияли на развитие растительных сообществ в голоцене, однако, относительная значимость этих индивидуальных факторов остается неясной во многих регионах мира, в том числе и на левобережье верхнего течения р. Оки в пределах Орловской области. Помимо климатических изменений, в ряду основных причин, вызывающих дисбаланс лесных и лесоболотных экосистем, стоят природные и антропогенно-обусловленные пожары (Adámek et al., 2015; Novenko et al., 2016). Наше исследование ставило целью установить время начала укоренения присваивающего хозяйства в лесном левобережье р. Оки, а также получить первые палеоботанические данные о характере трансформации лесных экосистем на начальном этапе их преобразования человеком.

Материал и методы исследований

Торфяная залежь извлечена из небольшого олиготрофного болота в юго-западной части НП (53°27' с.ш., 35°34' в.д) (рис. 1). Описание болотной растительности, бурение торфяной залежи и отбор образцов на спорово-пыльцевой анализ и радиоуглеродное датирование проведены в ходе полевых работ 2012-2013 г.г. Определение абсолютного возраста образцов выполнено в Радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН (г. Москва). Образцы для спорово-пыльцевого анализа подготовлены по стандартной методике (Moore et al., 1991). Идентификация микрофоссилий осуществлялась под микроскопом Motic-B1-220A при увеличении $\times 400$. В каждом образце подсчитано не менее 500 пыльцевых зерен, споры подсчитаны отдельно. Обработка данных и построение спорово-пыльцевой диаграммы проводились с помощью пакета программ Tilia/TiliaGraph/TGView (Grimm, 1990). За 100% принята сумма пыльцы древесных и кустарниковых (AP) и травянистых и кустарничковых растений (NAP). Процентные соотношения спор и переотложенных микрофоссилий рассчитаны от этой суммы. Для определения концентрации пыльцы и спор в торфе образцы объемом 1 см³ обрабатывались с добавлением таблетированных спор-маркеров *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971).

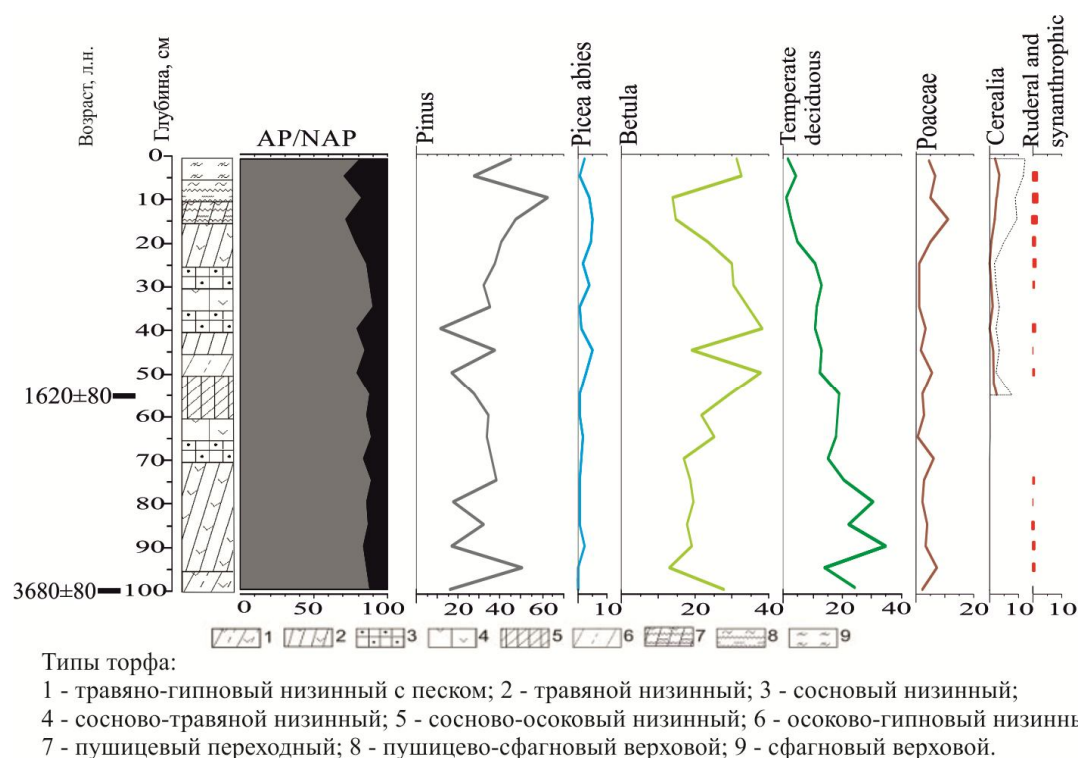


Рис.2. Палеоботанические свидетельства практики подсечно-огневого земледелия на территории современного НП «Орловское Полесье» в позднем голоцене (избранные пыльцевые кривые; пунктирный контур в кривой *Cerealia* – увеличение % в 5 раз).

Результаты и выводы

Согласно полученным радиоуглеродным датировкам, формирование болотной экосистемы в НП «Орловское Полесье» началось 3600 ± 80 кал. л.н. (Новенко и др., 2014), значительно позже, чем в большинстве болотистых регионов Европейской полосы России (Волкова, 2011; MacDonald et al., 2006). На окружающей территории в течение временного интервала от 3600 ± 80 до 1620 ± 80 кал. л.н. росли широколиственно-сосновые леса с участием дуба, вяза и липы и подлеском из лещины и березово-сосновые леса (Новенко и др., 2014). Песчаные почвы, распространенные вокруг болота, благоприятствовали произрастанию сосны, поэтому доля ее пыльцы оставалась достаточно высокой на протяжении всего времени формирования разреза торфяника.

Присутствие единичной пыльцы культурных злаков, повышенное содержание пыльцы сосны и относительно низкая доля пыльцы широколиственных пород в нижней части разреза (инт. 95-100 см), вероятно, свидетельствует о первичных нарушениях лесного массива древними земледельцами раннего железного века (рис.2). Начало активного использования территории относится к хронологическому рубежу 1700 кал. л.н. Период после 1400 кал. л.н. отличается особенно заметными изменениями как в локальной экосистеме болота, так и в составе окружающего леса. Доля широколиственных пород в древостое резко сокращается, о чем свидетельствует уменьшение доли их пыльцы в спектрах. Одновременно резко увеличивается содержание пыльцы березы, затем сосны и выше по разрезу снова березы. Изменения в составе спектров свидетельствуют о постепенной ксерофитизации растительных сообществ и их видовом обеднении, что, очевидно, было связано с участвовавшими пожарами.

Вверх по разрезу увеличивается доля пыльцы злаков, в том числе культурных, а также синантропных видов – *Centaurea cyanus*, *Urticaceae*, *Potentilla* sp., *Rumex* sp., *Plantago* sp. и др., что свидетельствует об укоренении земледелия на изучаемой территории и усилении антропогенного пресса на лесные экосистемы.

Исследования выполнены в рамках госзадания Орловскому государственному университету им. И.С. Тургенева и поддержаны грантом РФФИ (№14-05-00550).

Список литературы:

- Бадер О.Н. Проблема смещения ландшафтных зон в голоцене и археология //Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М. - 1974. - С. 225-230.
- Волкова Е.М. Редкие болота северо-востока Среднерусской возвышенности: растительность и генезис //Ботанический журнал. - Т. 96. - №12. - 2011. - С. 55-70.
- Восточноевропейские леса: история в голоцене и современность. О.В. Смирнова (ред.). М.: Наука. - 2004. - 479 с.
- Городцов В.А. Бронзовый век на территории СССР //Советская энциклопедия. 1-е изд. М. - 1927. - Т. 7. - С. 610-626.
- Долуханов П.М. Развитие природной среды и хозяйства первобытного населения Восточной Европы и Передней Азии в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. - М.-1984. - 54 с.
- Краснов Ю.А. Раннее земледелие и животноводство в лесной полосе Восточной Европы. М.: Наука. - 1971. - 168 с.
- Краснощекова С.Д., Краснитский Л.Н. Археология Орловской области. - Орел: Вешние воды. - 2006. - 320 с.
- Новенко Е.Ю., Руденко О.В., Волкова Е.М., Зюганова И.С. Динамика растительности Национального парка «Орловское Полесье» в позднем голоцене. Ученые записки Орловского государственного университета. -№3 (59). - 2014. - С. 302-310.
- Adámek, M., Bobek, P., Hadincová, V., Wild, J. and Kopecky, M. Forestfires within a temperate landscape: a decadal and millennial perspective from a sandstone region in Central Europe // For. Ecol. Manag. 336. - 2015. - Pp. 81–90.
- Grimm, E.C.A. TILIA and TILIA*GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data. INQUA Working Group on Data-handling Methods, Newsletter, 4. - 1990. - Pp. 5-7.
- MacDonald, G.M., Beilman, D.W., Kremenetski, K.V., Sheng, Y., Smith, L.C. and Velichko, A.A. Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations //Science. – V. 314. - 2006. - Pp. 285-288.
- Moore, P.D., Webb, J.A. and Collinson, M.E. Pollen Analysis. Blackwell, Oxford. - 1991. - 216 pp.
- Novenko, Ye., Tsyganov, A.N., Volkova, E.M., Kupriyanov, D.A., Mironenko, I.V., Babeshko, K.V., Utkina, A.S., Popov, V. and Mazei, Yu.A. Mid- and Late Holocene vegetation dynamics and fire history in the boreal forest of European Russia: a case study from Meshchera Lowlands //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 459. - 2016. - Pp. 570–584.
- Stockmarr, J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. - Pollen Spores, 1. - 1971. – Pp. 615-621.
-

**ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ В БАССЕЙНЕ
СРЕДНЕЙ ОБИ В КОНТЕКСТЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ
ЛАНДШАФТОВ И КРИОГЕНЕЗА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

С.Н. Седов^{1,2,3}, В.С. Шейнкман^{2,3,4}, А.В. Русаков⁵, А.А. Юртаев², В.П. Мельников^{2,3,4}

¹Геологический институт, Национальный Автономный Университет Мексики (УНАМ),
Мексика, serg_sedov@yahoo.com

²Тюменский Государственный Университет, Тюмень, Россия

³Тюменский Индустриальный Университет, Тюмень, Россия

⁴Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия vlad.sheinkman@mail.ru

⁵Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, spp-06@mail.ru

**FIRST FINDINGS OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOSOLS IN THE MIDDLE OB'
BASIN IN THE CONTEXT OF RECONSTRUCTION OF QUATERNARY LANDSCAPE
AND CRYOGENESIS HISTORY IN WESTERN SIBERIA**

S.N. Sedov^{1,2,3}, V.S. Sheinkman^{2,3,4}, A.V. Rusakov⁵, V.P. Melnikov^{2,3,4}, Yurtaev A.A.²

¹Institute of Geology, National Autonomous University of Mexico (UNAM), Mexico

²Tyumen State University, Tyumen, Russia

³Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

⁴Earth Cryosphere Institute, RAS, Siberian Branch, Russia

⁵Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Russia

В последние годы были получены новые данные о типологии и географии позднечетвертичных отложений Северной Евразии и на их основе кардинально пересмотрены представления о масштабах покровных оледенений этих территорий. Фактически, предложен новый вариант реконструкции границы ледниковых щитов (Svendsen 2004, Астахов 2009). Он предполагает значительно меньшую территорию их распространения, ограничивая главным образом Скандинавией и прилегающими областями Западной и Центральной Европы. Наибольшему пересмотру подверглась восточная граница ледникового покрова: в новой модели она располагается к западу от бассейна Печоры. Аналогичные идеи развивал и А.А. Величко с сотрудниками (Velichko et al., 1997).

Новая модель заставляет радикально пересмотреть палеогеографический сценарий для позднего плейстоцена в Западной Сибири, включая реконструкцию истории криогенных процессов и явлений. Она может быть применена и для предшествующих климатических циклов, поскольку в настоящее время показано, что зафиксированная большим количеством палеолетописей, ритмика глобальных климатических изменений в течение всего плейстоцена имеет сходную амплитуду (Котляков, 2010). В отличие от предыдущих схем (Сакс, 1953), эта модель не предполагает существенного развития на рассматриваемой территории сплошных ледниковых покровов, что подтверждается палеогляциологическими наблюдениями одного из авторов данной работы в горном обрамлении Западно-Сибирской равнины (Шейнкман, Плюснин, 2014; Sheinkman, 2016). Данное заключение означает, что в течение последней холодной эпохи плейстоцена на свободной ото льда территории Западной Сибири развивались иные, неледниковые экзогенные процессы. Среди разнообразных сценариев этих процессов – гипотеза А.А. Величко и его коллег о развитии процессов эоловой седиментации в условиях холодных пустынь во время максимума последнего оледенения и в позднеледниковье (Velichko et al., 2011).

Отсутствие покровного оледенения позволяет предположить и возможность формирования и сохранения плейстоценовых палеопочв на всей территории Западно-Сибирской низменности. К настоящему времени накоплена обширная информация о многочисленных почвенных уровнях в толщах лессово-почвенной формации на юге Западной Сибири (Зыкина, Зыкин 2012), которая является частью Евразийского лессового пояса. Содержащиеся в них палеопочвы формировались во время термохронов, соответственно их характеристики интерпретируются в качестве палеоэкологических

индикаторов межледниковых эпох и, реже, интерстадиальных теплых периодов. К северу от этих территорий, в бассейне Средней и Нижней Оби палеопедологические поиски практически не велись: считалось, что на территории, занятой ледниковым щитом и вблизи его края подобные объекты не сохраняются.

Поиск летописей этих процессов в четвертичных осадочных толщах центра Западно-Сибирской низменности был целью наших исследований в долине реки Вах и ее притоков (бассейн Средней Оби). Мы рассчитывали найти палеопочвы позднеплейстоценового возраста, интерпретировать их как индикаторы биоклиматических обстановок термохронов и сопоставить с коррелятивными палеопочвенными уровнями сопредельных территорий. Особое внимание мы уделили палеопедологическим индикаторам криогенных процессов. Почвы – динамичный компонент земной коры, в том числе в области криолитозоны, где криолитогенез контролирует и в значительной мере регулирует ход педогенетических процессов, формируя комплекс специфических признаков в пороодообразующей матрице почв. Крайне важно, что эти признаки сохраняются в почвах после их выхода из-под влияния криогенного педогенеза и из области криолитозоны вообще. Поэтому в погребенных палеопочвах такие признаки служат индикаторами былых криогенных обстановок, что позволяет говорить о палеопедологическом направлении в криотрасологии (Седов, Шейнкман 2015).

Криопедогенные индикаторы разделяются на две группы. Во-первых, это эвидентные признаки воздействия криолитогенеза, воздействующего на почвообразование напрямую – они формируются под непосредственным влиянием отрицательных температур и процессов, ведущих к образованию и преобразованию в составе почвенного субстрата льда и превращению его в непосредственного участника педогенеза. Во-вторых, это латентные, порой – косвенные, признаки воздействия отрицательных температур, когда почвенные процессы могут развиваться и в безледных обстановках, но существенно модифицируются криолитогенезом. В настоящее время оба типа индикаторов широко используются для ландшафтных реконструкций холодных эпох плейстоцена, в особенности в рамках последнего 100-тысячелетнего климатического цикла, охватывающего морские изотопные стадии (МИС) 5–2, в том числе для документирования переходных межстадиальных интервалов (Van Vliet-Lanoe 1998).

В последние годы на правом берегу Средней Оби были проведены рекогносцировочные исследования в долинах Ваха и его правых притоков, нацеленные на поиск разрезов высоких плейстоценовых террас этих рек. Данная территория расположена в подзоне средней тайги, приблизительно в 300 км к югу от области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. По результатам рекогносцировки были выбраны два ключевых разреза: Зеленый Остров (правый берег р. Сабун) и Белая Гора (левый берег р. Вах), в которых была зафиксирована наиболее детальная летопись криогенных процессов, отраженная в палеопочвенных и осадочных слоях (рис. 1).

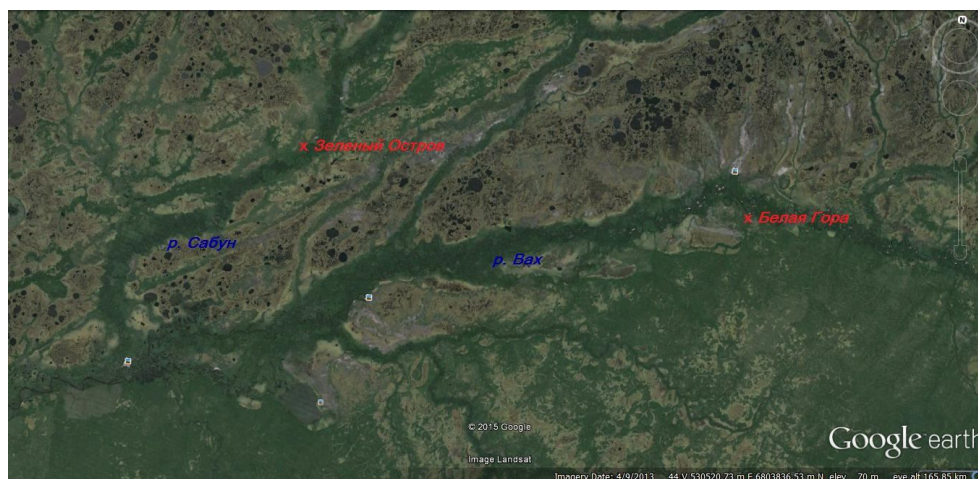


Рис. 1 - географическое положение объектов исследования.

Оба разреза характеризуются чередованием мощных слоев аллювия и разделенных уровнями погребенных палеопочв: одним в разрезе Зеленый Остров и двумя в разрезе Белая Гора; в обоих случаях они венчаются хорошо развитыми профилями современных (голоценовых) подзолов. Аллювиальные отложения имеют преимущественно песчаный состав, хотя присутствуют и суглинистые слои. Во всех случаях они характеризуются хорошо выраженной параллельной или косой слоистостью. В обоих разрезах мы наблюдали присутствие крупной гальки и небольших валунов, приуроченное к определенным уровням осадочных пачек.

Палеопочвы сформированы в суглинистом материале. Во всех случаях их профили включают минеральные горизонты с развитыми признаками оглеения: они компактные, бесструктурные с характерной цветовой гаммой: на сизом фоне выделяются ржаво-бурые или желтые пятна и линзы. Сохранились также темноцветные оторфованные или гумусированные органоминеральные горизонты. В верхней палеопочве Белой Горы тонкий гумусовый горизонт сильно деформирован и имеет петлеобразную форму (рис. 2). Нижняя палеопочва этого разреза нарушена мощными клиновидными структурами (псевдоморфозы по ледяным жилам).

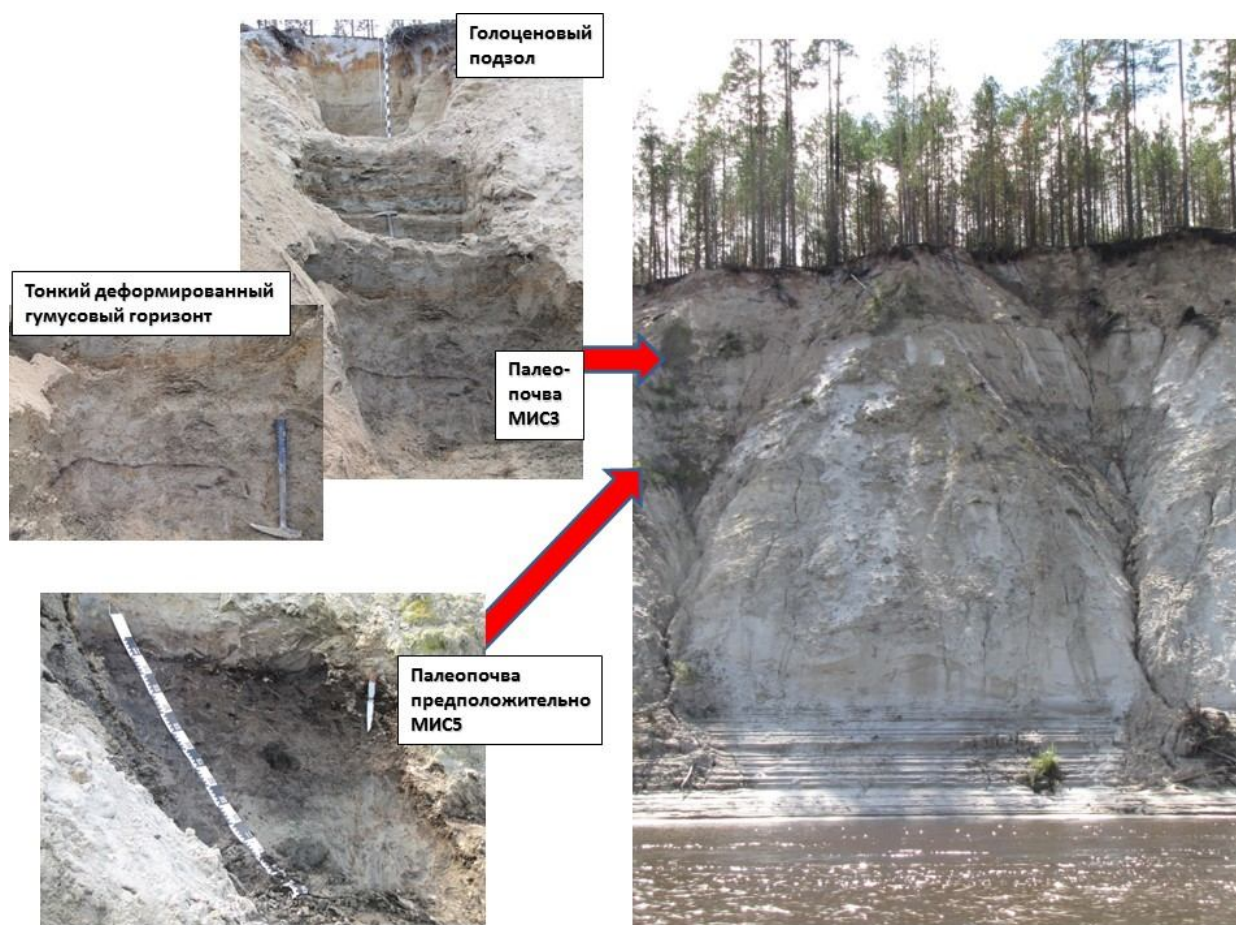


Рис. 2 - палеопочвы разреза Белая Гора.

В шлифах из органоминеральных горизонтов замечено обилие слабо- и среднеразложившихся растительных остатков, частично сохранивших клеточное строение (рис. 3). Они встречаются и в минеральных оглеенных горизонтах, при этом часто деформированы. Минеральная масса этих горизонтов характеризуется неоднородным распределением частиц разной размерности: скопления песчаных зерен (часто имеющие кольцевую форму) соседствуют с микрозонами, обогащенными тонкодисперсным пылевато-глинистым материалом. Довольно многочисленны железистые новообразования разнообразной формы: микроконкреции, стяжения, пятна и полосы. Эти новообразования иногда деформированы и фрагментированы.

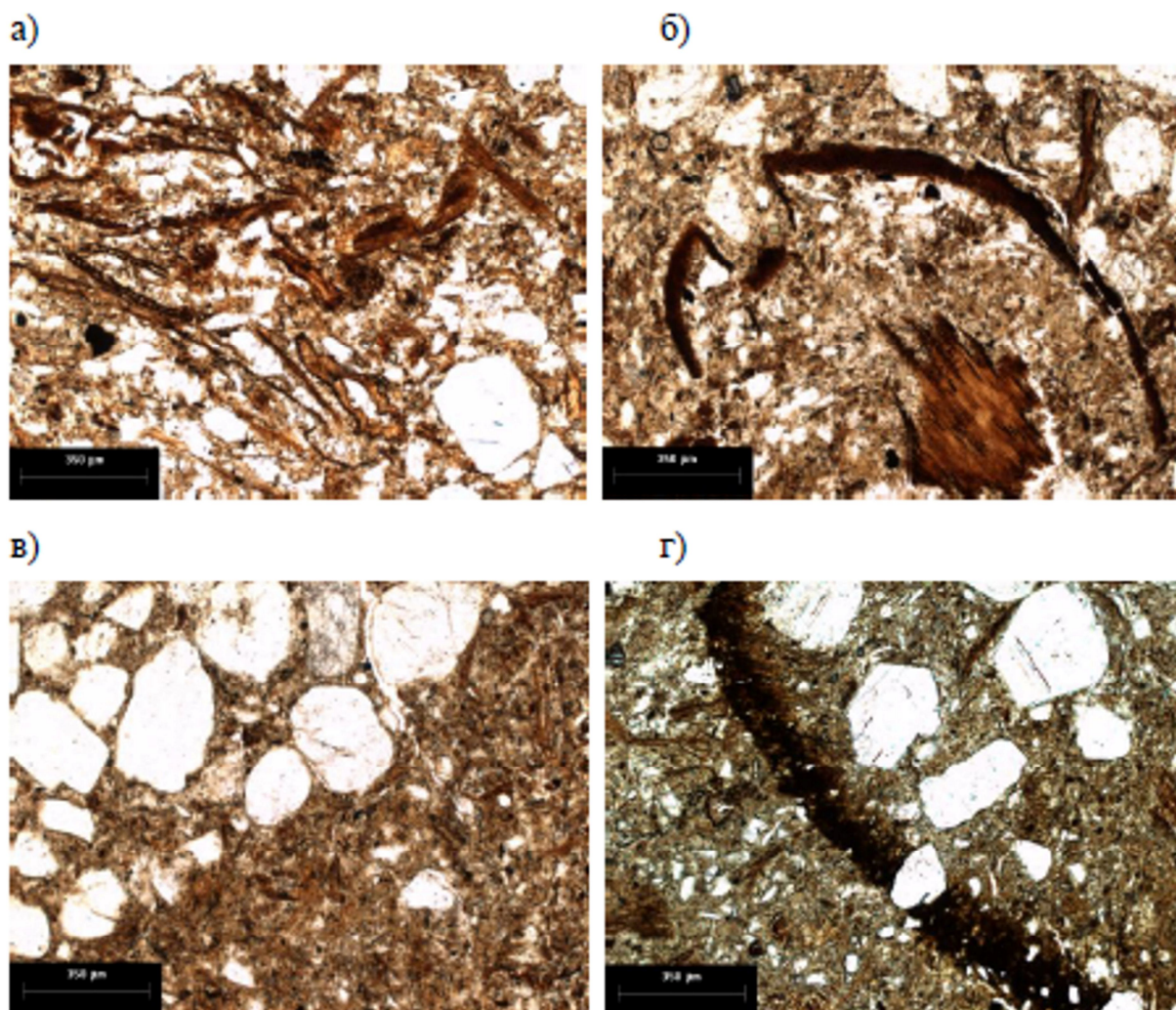


Рис. 3 - микроморфология палеопочвы разреза Зеленый Остров; а) скопление растительных остатков; б) деформированный растительный фрагмент; в) опление песчаных зерен, граничащее с зоной концентрации тонкодисперсного материала; г) линейное железистое новообразование.

Радиоуглеродное датирование органического вещества дало после калибровки значения 26670 ± 680 лет (SOAN-7550) в палеопочве Зеленого острова и 35170 ± 350 лет (Beta 410187) в верхней палеопочве Белой Горы. Обе палеопочвы относятся т.о. ко второй половине Морской Изотопной Стадии (МИС) 3 – каргинскому термохрону и, не смотря на разницу в несколько тысячелетий, позволяют провести предварительную корреляцию разрезов (рис. 4). Нижняя палеопочва Белой Горы имеет запредельную для радиоуглеродного метода датировку. Спорово-пыльцевые спектры из данного уровня указывают на относительно «теплые» таежные растительные сообщества (Л. Шумиловских, личное сообщение). Мы предполагаем, что данная палеопочва относится к МИС 5 – казанцевскому термохрону. При интерпретации разреза обращает на себя внимание полное отсутствие слоев с классическими признаками ледникового осадконакопления как в позднплейстоценовом сегменте разрезов, так и (в случае Белой Горы) в основании, относящемся к более ранним эпохам.

В то же время мы выделяем ряд признаков, непосредственно связанных с криогенезом, часть которых локализована в палеопочвенных уровнях. Прежде всего, обращают на себя внимание прямые признаки криогенных процессов: смятие гумусового горизонта за счет криотурбаций, формирование псевдоморфоз по ледяным жилам, а также криогенная сепарация зерен скелета, деформация растительных остатков и их перемешивание с минеральным материалом, заметные на микроуровне. Эти явления можно рассматривать как эвидентные индикаторы палеокриогенеза.

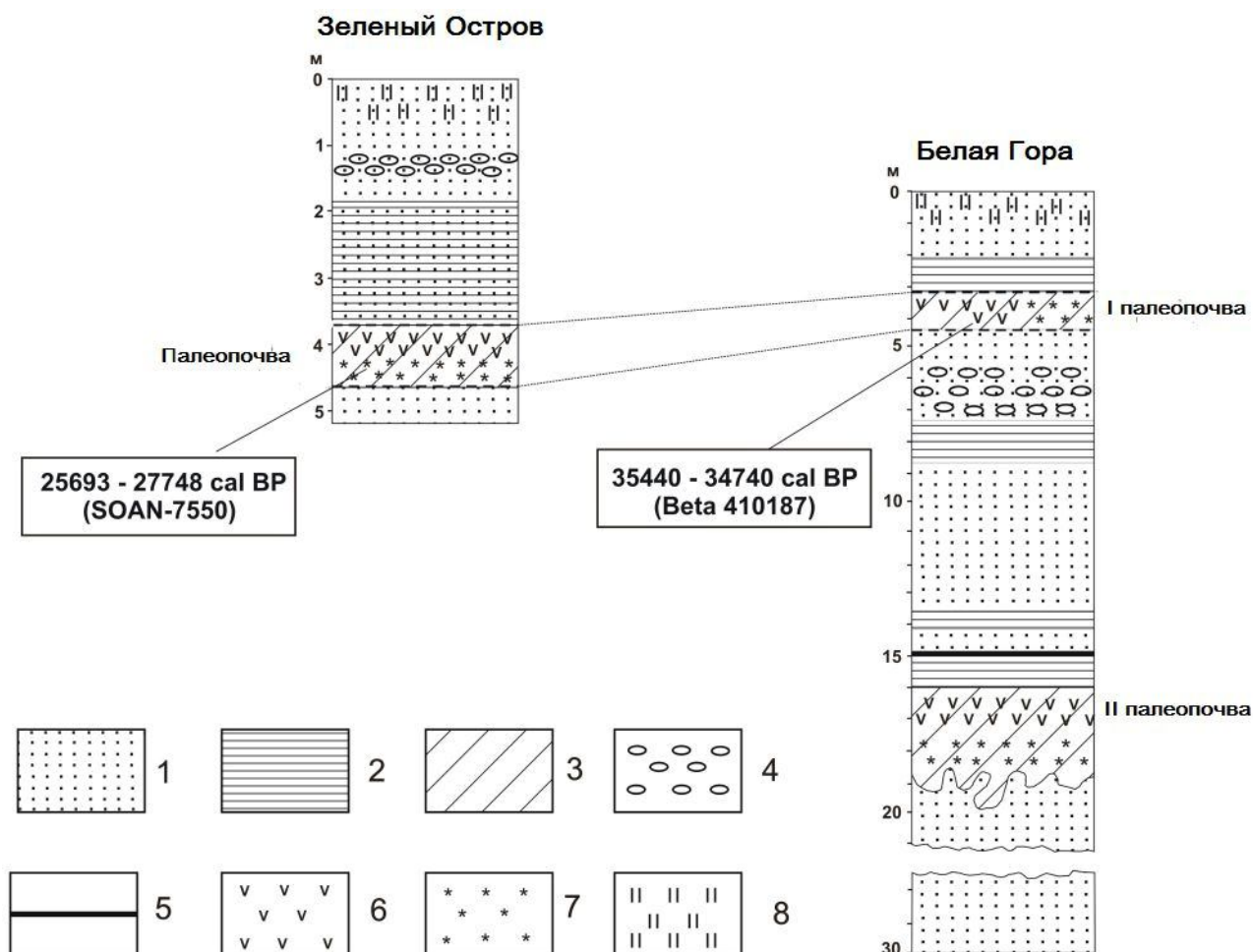


Рис. 4 - стратиграфическая схема и корреляция разрезов. 1 – слоистые пески, 2 – слоистые суглинки, 3 – суглинистые почвенные горизонты, 4 – галька и валуны, 6 – гумусовая пигментация, 7 – оглеение, 8 – современный подзол.

Вместе с тем, ряд других педогенных характеристик палеопочв мы предлагаем рассматривать как латентные индикаторы древних криогенных обстановок. Уже полевое морфологическое исследование демонстрирует контрастное различие между современными почвами – автоморфными хорошо дренированными подзолами и палеопочвами. Последние характеризуются накоплением слабо разложившихся растительных остатков и оглеением в минеральных горизонтах (пятнистая окраска, железистые новообразования). Этот комплекс макро- и микроморфологических признаков характерен для переувлажненных (гидроморфных) почв, формирующихся в условиях затрудненного дренажа. Мы, таким образом, сталкиваемся с необходимостью объяснить формирование гидроморфных палеопочв в неблагоприятных геоморфологических условиях высоких дренированных террас, а также резкое различие погребенных и поверхностных почв (подзолов без признаков гидроморфизма). Причина, на наш взгляд, в том, что древние почвы формировались при наличии многолетнемерзлого водоупора по суглинкам в более холодных климатических условиях, чем современные. Именно льдистая мерзлота могла быть препятствием для просачивания влаги и создавать условия для гидроморфного педогенеза в хорошо дренированных позициях – как это происходит и в настоящее время в зоне многолетнемерзлых пород, где формируются оглеенные тундровые и мерзлотно-таежные почвы. Подобная интерпретация ранее была предложена для оглеенных позднеплейстоценовых палеопочв в лессовых разрезах Австрии (Terhorst et al. 2015). Для палеопочв МИС3 в разрезе Зеленый Остров это предположение подтверждено спорово-пыльцевыми данными, указывающими на господство тундровой растительности в период их формирования (Sheinkman et al. 2016). В случае палеопочвы соответствующей МИС5

криогенная гидроморфная фаза могла иметь место в поздних более «холодных» подстадиях, составляющих переход к МИС4 – зырянскому криохрону. К началу последнего мы относим и упомянутые выше крупные псевдоморфозы по ледяным жилам, секущие нижний палеопочвенный уровень в разрезе Белая Гора. В исследованных палеопочвах наблюдается, таким образом, сочетание эвидентных и латентных криопедогенных индикаторов.

Межрегиональная корреляция была предпринята нами для верхнего из описанных палеопочвенных уровней, соответствующего МИС3 (каргинский термохрон). Прежде всего, следует отметить контрастное отличие этих палеопочв в бассейне Средней Оби от синхронных погребенных почвенных профилей в расположенных к югу лёссовых разрезах. Последние представлены Искитимским педокомплексом, который сформирован неполноразвитыми черноземами (Зыкина, Зыкин 2012). В то же время среднеобские каргинские палеопочвы оказались очень похожими по совокупности педогенетических характеристик на палеопочвы МИС3 в бассейне Верхней Волги – т.е. на сходных широтах по другую сторону от Уральского хребта (Rusakov, Sedov 2012). Далее на восток оглеенные криогенные палеопочвы, соответствующие второй половине МИС3 описаны в пределах Колымской низменности, где они погребены в отложениях Едомного комплекса (Zanina et al. 2011). Таким образом, мы можем высказать предположение о существовании в почвенном покрове МИС3 специфической субширотной зоны мерзлотных глеевых почв в северной части Евразии (Sedov et al., 2016).

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант 14-04-00894.

Список литературы:

Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, - 2009. - № 69. - С. 8-24.

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене // Новосибирск: Академическое издательство «Гео», - 2012. - 477 С.

Котляков В.М. Криосфера и климат // Экология и жизнь, – 2010. - № 11. – С. 51-60.

Сакс В. Н. Четвертичный период Советской Арктики // 2 изд., Труды НИИГА, Л.—М., – 1953. - 626 С.

Седов С.Н., Шейнкман В.С. Палеопедологическая криотрасология: почвенные индикаторы позднеплейстоценового криолитогеоза в Европе и Западной Сибири // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции. Под ред. В.П.Мельникова и Д.С.Дроздова. – Тюмень: Изд-во Эпоха, - 2015. - С. 341-344.

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение Западной Сибири в сибирской системе природных льдов // География и природные ресурсы, - 2014. - № 3. - С. 22–31.

Rusakov A., Sedov S. Late Quaternary pedogenesis in periglacial zone of northeastern Europe near ice margins since MIS 3: timing, processes, linkages to the landscape evolution // Quaternary International, - 2012. - V.265. – P. 126–141.

Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M. MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: reductomorphic pedogenesis conditioned by permafrost? // Catena, - 2016. - № 146, - P. 38-47.

Sheinkman V.S. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quaternary International, - 2016. - In press.

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L., Korkina E., Korkin S., Zinoviev E., Golyeva A. First results from the Late Pleistocene paleosols in the North of Western Siberia: indicators of pedogenesis and records of environmental change // Quaternary International, - 2016. - In press.

Svendsen J.I., Alexandersson H., Astakhov V., Demidov J., Dowdeswell J.A., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjaer K., Larsen E., Lokrantz H., Luunka E.P., Lysa A., Mangerud J., Maslenikova O., Matiushkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Saarnisto M., Siegert M., Stein R., Spielhagen R. Ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, - 2004. – V. 22, - P. 1229-1271.

Terhorst B., Sedov S., Sprafke T., Peticzka R., Meyer-Heintze S., Kühn P., Solleiro Rebolledo E. Austrian MIS 3/2 loess–palaeosol records—Key sites along a west–east transect // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, - 2015. – V. 418, - P. 43–56.

Van Vliet-Lanoe B. Frost and soils: implications for paleosols, paleo-climates and stratigraphy // *Catena*, - 1998. – V. 34, - P. 157–183

Velichko A., Kononov Yu., Faustova M. The last glaciation of earth: size and volume of ice-sheets // *Quaternary International*, - 1997. - V. 41–42. - P. 43–51.

Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C. West Siberian Plain as a late glacial desert // *Quaternary International*, - 2011. – V. 237. – P. 45–53.

Zanina, O.G., Gubin, S.V., Kuzmina, S.A., Maximovich, S.V., Lopatina, D.A. Late-Pleistocene (MIS 3-2) palaeoenvironments as recorded by sediments, palaeosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma lowland, northeast Siberia // *Quaternary Science Reviews*, - 2011. – V. 30. – P. 2107–2123.

ОСТАНОВКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ПРИТОКА В БАРЕНЦЕВО МОРЕ: ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ БЫСТРЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПЕРИОД ГОЛОЦЕНА

В.А. Семенов^{1,2}

¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

²Институт географии РАН

CESSATION OF THE OCEANIC WATER INFLOW INTO THE BARENTS SEA: A POSSIBLE MECHANISM OF RAPID REGIONAL CLIMATE CHANGE IN THE HOLOCENE

V.A. Semenov^{1,2}

¹Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

²Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Данные палеореконокструкций в Северной Атлантике, Северных морях и в Баренцевом море указывают на быстрые климатические изменения продолжительностью в несколько столетий, происходившие во время относительно стабильного климата голоцена. Механизм формирования таких климатических флуктуаций до сих пор не определен. Все быстрые климатические изменения, воспроизведенные климатическими моделями по настоящее время, были связаны с перестройкой глубоководной океанической конвекции в Северной Атлантике и Северных морях, которые, в свою очередь, были вызваны либо внешним климатическим воздействием, либо продолжительной естественной флуктуацией. В данном исследовании предлагается механизм быстрых климатических изменений, связанный с прекращением океанического притока в Баренцево море, ответственный за приток примерно половины относительно теплой и соленой атлантической воды, поступающей в Арктику. Это явление обусловлено наличием положительной обратной связи во взаимодействии атмосферы, океана и морского льда. Прекращение притока было выявлено в численных экспериментах с глобальной климатической моделью общей циркуляции атмосферы, океана и морского льда длительностью более 4 тысяч лет при воздействии периодически (1000 лет) меняющейся солнечной постоянной ($\pm 2 \text{ Вт/м}^2$). Прекращение океанического притока в Баренцево море приводит к значительному похолоданию в высоких широтах Северного полушария и перестройке океанической циркуляции в северной Атлантике и Арктическом океане. Полученные результаты свидетельствуют о существовании точки бифуркации в арктической климатической системе и предлагают новую точку зрения для понимания быстрых климатических изменений, отмеченных в палеоклиматических реконструкциях в Северной Атлантике, Северных морях и Европе.

ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ РАВНИННОЙ УКРАИНЫ В ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И РАННЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ КАК ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФЛУКТУАЦИЙ

Е.А. Сиренко

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, o_sirenko@ukr.net

VEGETATION CHANGES IN THE LOWLAND UKRAINE IN THE EOPLEISTOCENE AND EARLY NEOPLEISTOCENE IN RESPONSE TO CLIMATIC FLUCTUATIONS

E. A. Sirenko

Institute of Geological Sciences, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine

Динамика плейстоценовой растительности во времени неразрывно связана с ритмичными изменениями климата, проявившимися в чередовании ледниковых и межледниковых эпох. В пределах равнинной территории Украины в эоплейстоцене (1,8-0,8 млн лет) зафиксировано два холодных (березанский, ильичевский) и два теплых (крыжановский, широкинский) этапа, в раннем неоплейстоцене (0,8-0,43 млн лет) – три холодных (приазовский, сульский, тилигульский) и два теплых (мартоношский, лубенский) этапа. Каждый из указанных этапов отличался по температурному режиму, а также степени аридизации или гумидизации климата, что нашло отражение в составе растительного покрова.

Особенности состава эоплейстоценовой растительности Украины тесно взаимосвязаны с глобальными тенденциями изменения климата от плиоцена к неоплейстоцену, оказавшими влияние на структуру растительного покрова всей территории Европейской платформы. По данным А.А. Величко и соавторов (Величко, 2011) в эоплейстоцене, на уровне 1,8-0,8 млн лет усилилась тенденция к похолоданию. В это время в Западной Европе оледенение распространилось на Скандинавию и Северную Англию. В составе растительного покрова территории Европейской части России, а также Украины сократилась роль мезофильных растений, в том числе изменился состав травянистых ценозов от разнотравных к более ксерофильным разнотравно-маревым и полынно-маревым, а также сократилась роль и таксономическое разнообразие термофильных и широколиственных пород умеренно-теплой зоны.

На протяжении березанского этапа, преобладал преимущественно лесостепной тип растительности и лишь в южных и юго-восточных регионах Украины (Герасименко, 2004, Сиренко, Турло, 1986), расширились площади, занятые травянистыми ценозами. На Придонецкой равнине и в Приазовье (Сиренко, Турло, 1986) основными их составляющими были представители семейств *Chenopodiaceae* и *Asteraceae*, в центральной части Приднепровской возвышенности – *Roaceae*. Именно к последнему региону, а также западной части Приднепровской низменности было приурочено развитие лугово-степных ценозов и места произрастания немногочисленных водных и прибрежно-водных растений: *Sparganium* sp. и *Typha* sp. По данным С.И. Турло (Сиренко, Турло, 1986), для травянистых ценозов южной части Украины помимо перечисленных таксонов было также характерно участие представителей семейства *Frankeniaceae*, относящихся к типичным представителям ксерофитов и галофитов, что может свидетельствовать о существовании на юге солончаковой растительности.

Основной составляющей разреженных лесов, были *Pinus* spp. subg. *Diploxylon*, с небольшой примесью *Betula* spp., а в увлажненных местообитаниях – *Alnus* spp. Широколиственные породы в лесах были представлены преимущественно *Quercus* cf. *robur*, а в состав лесных группировок северо-западной части Приднепровской низменности входили *Tilia* cf. *cordata*, *Corylus* cf. *avellana* и, очень редко – единичные *Juglans* cf. *regia*.

Общие тенденции аридизации и некоторого похолодания климата, имевшие место на протяжении эоплейстоцена, оказали влияние не только на состав растительности холодных этапов, но и теплых. В качестве основных компонентов широколиственно-хвойных и смешанных лесов крыжановского этапа выступали преимущественно *Quercus* spp. либо *Tilia*

cf. *cordata*. По сравнению с береговским этапом позднего плиоцена, в составе растительности сократилась роль и таксономическое разнообразие термофильных пород, возросло значение мелколиственных растений умеренной зоны, а также хвойных.

К характерным особенностям растительности рассматриваемого этапа можно отнести присутствие темнохвойных элементов (преимущественно *Picea* spp. sect *Eupicea*) в составе лесов практически всей территории равнинной Украины, а также достаточно яркое проявление дифференциации растительного покрова южных, юго-восточных регионов (господство травянистых группировок ксерофильного облика) и центральных, северо-восточных и западных областей (преобладание широколиственно-хвойных, дубово-сосновых и смешанных лесов) (Сиренко, 2013). В пределах Приазовья, Донбасса и Причерноморья лесные группировки имели широкое развитие лишь по речным террасам.

В раннекрыжановское время (период формирования раннеоптимальной почвы) в составе растительного покрова большинства регионов платформенной Украины зафиксировано не высокое таксономическое разнообразие лиственных растений, значительно больше, в зависимости от рельефа, были представлены хвойные и травы. Из термофильных элементов в лесах встречались немногочисленные *Juglans* spp. В среднекрыжановское время (формирование поздней оптимальной почвы), по-видимому, произошло некоторое увеличение влажности климата, что способствовало расширению таксономического состава широколиственных пород. Широкое развитие в это время получили также березняки, а в увлажненных местообитаниях – заросли *Salix* spp. и *Alnus* spp. Термофильные элементы в составе лесов встречались в небольшом количестве и были представлены преимущественно *Juglans* cf. *cinerea* и лишь в долинных лесах Приазовья и Причерноморья росли единичные *Pterocarya* cf. *stenoptera*, *Juglans* cf. *nigra*. По берегам лиманов встречалась *Myrica* sp. В составе растительного покрова Приднепровской возвышенности и Приднепровской низменности господствовали леса, Придонецкой равнины – травянистые ценозы, основными компонентами которых были разнообразные *Asteraceae* и разнотравье. В составе растительного покрова позднекрыжановского времени заметно сократилось участие широколиственных и термофильных пород. Значительные площади в пределах Приднепровской возвышенности и Приднепровской низменности были покрыты сосновыми лесами с небольшой примесью дуба и липы мелколистной. Широко были развиты также березовые редколесья. В южных районах и на Придонецкой равнине еще больше, по сравнению со среднекрыжановским временем, расширились площади, занятые травянистыми ценозами, а в их составе заметно возросла роль *Chenopodiaceae*.

Растительность ильичевского этапа отличалась обедненным составом не только по сравнению с крыжановским, но и с березанским этапом. В структуре растительного покрова всей территории равнинной Украины расширилась роль травянистых ценозов, состоящих преимущественно из представителей семейств *Poaceae*, *Chenopodiaceae* и *Asteraceae*, а также значительно обеднился состав древесных группировок, в основном за счет лиственных растений, в том числе – широколиственных и термофильных пород. В пределах центральной части Приднепровской низменности березово-сосновые редколесья и злаково-маревопопынные ценозы занимали примерно равные соотношения в структуре растительного покрова. В северо-западной части Приднепровской низменности площади лесных группировок несколько расширялись, в их составе встречались единичные *Tilia cordata*. В лесных группировках приморских районов Восточного Приазовья, по сравнению с центральными районами, несколько увеличилась роль *Quercus robur*. В структуре растительного покрова северо-западной части Приднепровской возвышенности разреженные сосновые леса и травянистые ценозы, основным компонентом которых были *Asteraceae*, занимали примерно равные площади. В пределах Придонецкой равнины (Сиренко, Турло, 1986) господствовали попынно-маревые ценозы, а в состав долинных лесов изредка входили *Tilia cordata* и *Ulmus* и очень редко – единичные *Juglans*. По речным террасам были развиты сосняки с единичными *Quercus robur*.

Растительность широкинского этапа имела переходные черты от эоплейстоценовой к ранненеоплейстоценовой, проявившиеся в расширении таксономического состава широколиственных растений умеренно-теплой зоны, а также возрастании количества родового и видового разнообразия термофильных пород и сосен подрода *Haploxydon* в лесах широкинского времени по сравнению с крыжановским, и тем более – березанским и ильичевским временем с одной стороны, а также значительном участии в структуре растительного покрова травянистых ценозов, свойственное эоплейстоценовым этапам – с другой. В растительном покрове Подольской возвышенности, северной части Приднепровской возвышенности и северо-западной части Приднепровской низменности в раннеширокинское время господствовали хвойно-широколиственные леса со значительным участием, липы и термофильных пород. В центральной части Приднепровской низменности в это время доминировали дубово-сосновые леса с участием термофильных элементов. В структуре растительного покрова центральной части Приднепровской возвышенности также преобладали леса, но по сравнению с крыжановскими, площади их несколько сократились. Открытые пространства были заняты ассоциациями сложноцветных и маревых, а на пониженных участках – луговым разнотравьем. По сравнению с крыжановским временем в составе растительных группировок несколько сократилась роль водных и прибрежно-водных растений, представленных рдестовыми и ежеголовниковыми. В пределах южных регионов Украины, а также на Донбассе господствующим был лесостепной тип растительности, однако, представительство лесов в структуре растительного покрова было выше, нежели в средне- и позднеширокинское время.

В среднеширокинское время зафиксировано некоторое похолодание, проявившееся в сокращении в составе растительного покрова роли широколиственных и термофильных пород. В пределах центральной части Приднепровской низменности и Придонецкой равнины в это время несколько преобладали открытые пространства, занятые, преимущественно, представителями семейства *Asteraceae*. В составе дубово-сосновых и сосновых редколесий лишь изредка встречались единичные термофильные элементы. В северо-западной части Приднепровской низменности в среднеширокинское время господствовали смешанные леса с заметным участием *Betula* spp. Единично в составе этих лесов встречались *Juglans* cf. *regia*.

В позднеширокинское время, в структуре растительного покрова практически всей территории равнинной части Украины возросла роль травянистых ценозов, особенно разнотравных, отличающихся заметным таксономическим разнообразием. В пределах центральных, северных (за исключением Житомирского Полесья) и северо-восточных регионов Украины в составе растительного покрова древесные и травянистые группировки занимали примерно равное положение, а в южных и юго-восточных регионах, травянистые ценозы несколько преобладали. Позднеширокинские лесные группировки были значительно богаче по сравнению со среднеширокинскими, но в отличие от лесов раннеширокинского времени, характеризовались меньшим таксономическим разнообразием широколиственных и термофильных растений, хотя по их количеству почти не уступали раннеширокинским.

Приазовский этап относится к первому холодному этапу неоплейстоцена. Особенностью растительного покрова практически всей равнинной части Украины было заметное обеднение состава как древесных, так и травянистых группировок. В южных и юго-восточных регионах (Сиренко, Турло, 1986) господствовал степной тип растительности с широким развитием злаково-полынно-маревых ценозов, а в пределах Придонецкой равнины – злаково-разнотравных. Травянистые ценозы преобладали и в районе Среднего и Нижнего Приднепровья (Сиренко, Турло, 1986), а малочисленные лесные группировки были приурочены лишь к речным долинам и террасам и состояли, преимущественно, из сосны обыкновенной, дуба, вяза и орешника. В составе растительного покрова юго-западной части Приднепровской возвышенности заметная роль принадлежала сосновым и березово-сосновым редколесьям, с небольшим участием *Quercus* cf. *robur*. В пределах Киевского Приднепровья в разные отрезки приазовского времени, в составе растительного покрова

заметное участие принимали как сосновые редколесья (Сиренко, Турло, 1986), так и разнотравно-полынные ценозы (Герасименко, 2004).

Мартоношское время отличалось наиболее значительной в раннем неоплейстоцене гумидизацией климата, что очень ярко проявилось в растительном покрове всей территории Украины господством в пределах ее центральной, северо-восточной и западной частей растительности лесного типа, а также значительным участием в составе растительного покрова хвойных, в том числе сосен подрода *Haploxylon*, заметным таксономическим разнообразием лиственных растений и присутствием термофильных элементов. К особенностям характеризуемого этапа можно также отнести растянутость климатического оптимума и, соответственно, слабое проявление дифференциации растительного покрова на протяжении формирования ранне- и позднеоптимальных мартоношских почв. Особенно ярко указанная закономерность проявилась для растительного покрова центральной и северо-западной частей Приднепровской низменности, а также северной части Приднепровской возвышенности и связана, по-видимому, с повышенной влажностью, существовавшей во время формирования мартоношских почв этих регионов. И лишь на Донбассе и в южной части центрального района Приднепровской возвышенности, в условиях некоторого повышения аридизации, более ярко и контрастно проявились различия условий формирования почв раннего и позднего оптимумов, а также заключительной стадии мартоношского педогенеза (Сиренко, 2009).

К отличительным особенностям растительности сульского этапа, по сравнению с мартоношским, можно отнести заметное обеднение состава древесных группировок, особенно за счет теплолюбивых видов сосен подрода *Haploxylon*, широколиственных и термофильных растений; значительное участие в структуре растительного покрова центральных и северо-восточных регионов Украины разреженных сосновых и березово-сосновых лесов, в которых в небольших количествах встречались дуб, липа и орешник, а также – преобладание в пределах этих территорий лесостепного типа растительности. Основной составляющей травянистых ценозов были разнообразные сложноцветные, а маревые имели подчиненное значение.

Палинологические данные свидетельствуют о том, что в сульское время в пределах территории платформенной Украины была достаточно выражена растительная зональность. Наряду со степной (южные регионы), существовала и лесостепная зона. Северная и южная границы ее распространения, по-видимому, были близки современным, а западная – несколько сокращена. Можно предполагать также существование лесной зоны в пределах северной части Приднепровской возвышенности, а также в центральной части Подольской возвышенности, хотя для этой территории еще необходимо проведение дополнительных исследований (Сиренко, 2012).

Анализ полученных автором материалов, а также данных малакофаунистических исследований (Куница, 2007) позволяет сделать вывод о том, что в сульское время в пределах западных, северо-западных и частично центральных регионов Украины (вблизи водоемов), вероятно, существовали рефугиумы, в которых сохранялись широколиственные и термофильные растения, а климатические условия сульского времени были менее суровыми, чем в последующие этапы похолоданий.

В лубенское время вновь увеличилась влажность климата, однако интенсивность ее была уже менее выражена по сравнению с мартоношским этапом. В отличие от мартоношского времени в составе растительности сократилась роль хвойных, возросло участие лиственных пород умеренной и умеренно-теплой зоны (преимущественно за счет *Quercus robur*, *Tilia cordata*), значительно уменьшилось количество термофильных элементов, расширилась роль травянистых ценозов, а в их составе – разнотравья.

Для растительности раннелубенского времени большинства регионов равнинной Украины характерно наиболее высокое участие древесных пород, в том числе хвойных, присутствие в их составе темнохвойных элементов, а также – *Carpinus betulus* и небольшого количества термофильных растений. В структуре растительного покрова среднелубенского

времени возросла роль травянистых ценозов, состоящих преимущественно из сложноцветных, злаков и маревых. Увлажненные участки занимали разнотравные ценозы. В составе лесных группировок увеличилась роль лиственных пород умеренно-теплой зоны. В позднелубенское время несколько расширились площади, занятые смешанными лесами в которых заметно возросла роль *Pinus* sp. subg. *Diploxylon* и *Betula*.

В лубенское время в пределах большей части территории современных лесостепной и степной зон доминировал лесостепной тип растительности и лишь в Житомирском Полесье и центральной части Подольской возвышенности (ранне- и позднелубенское время) господствовали леса (Сиренко, 2009).

Тилигульское время характеризовалось значительной аридизацией климата, а также снижением температурного режима, что проявилось в заметном обеднении как древесных, так и травянистых группировок, которые даже по сравнению с сульским холодным этапом занимали гораздо меньшие площади.

В пределах Придонецкой равнины, по сравнению с позднелубенским временем, еще большие площади были заняты полынно-маревыми ценозами с незначительным участием злаковых и разнотравья. В составе малочисленных березово-сосновых группировок изредка встречались единичные *Quercus robur* и *Corylus* sp. На территории Приднепровской низменности существовал лесостепной ландшафт. В отличие от Донбасса травянистые ценозы занимали не столь значительные площади, состав их также несколько отличался – доминировали разнообразные *Asteraceae* и *Poaceae*, а представители рода *Artemisia* и семейства *Chenopodiaceae* имели подчиненное значение, расширилось участие лугового разнотравья. В центральной части Приднепровской возвышенности в тилигульское время, по сравнению с лубенским, произошло дальнейшее сокращение площадей занятых лесами, а из их состава практически полностью исчезли широколиственные и термофильные породы.

Все приведенные материалы свидетельствуют о том, что вне зависимости от установленных региональных различий существуют общие особенности развития эоплейстоценовой и раннеэоплейстоценовой растительности равнинной Украины, обусловленные изменениями климатических обстановок.

Список литературы:

Величко А.А. К проблеме палеогеографии позднего плиоцена и раннего неоплейстоцена Восточной Европы. // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VII Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода, (Апатиты 12-17 сентября 2011г.) – Апатиты, С-Петербург: РАН, 2011. – Т.1. – С. 104-107.

Герасименко Н.П. Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора. географ. наук: спец.: 11.00.04 «Геоморфологія та палеогеографія» К., 2004. – 40 с.

Куница Н.А. Природа Украины в плейстоцене (по данным малакофаунистического анализа) – Черновцы: Рута, 2007. – 240 с.

Сиренко Е.А. Динамика раннеэоплейстоценового растительного покрова платформенной Украины (по палинологическим данным) // Висока фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти: – К., 2009. – С. 373-382.

Сиренко Е.А. Новые палинологические данные о составе растительности сульского этапа раннего неоплейстоцена лесостепной зоны Украины // Геологічний журнал – 2010. – №1. – С. 86-91.

Сіренко, О. Зміни рослинного покриву території України у кінці пліоцену та на початку еоплейстоцену //Лесовий покрив Північного Причорномор'я. Зб. наук. праць до XVIII українсько-польського семінару, (Роксолани, Україна, 8-13 вересня 2013 р.) – Люблін, 2013 – С. 170-175.

Сіренко О.А. Паліостратиграфія континентальних верхньопліоценових нижньонеоплейстоценових відкладів південної частини Східно-Європейської платформи: автореф. дис. докт. геол. наук.: спец. 04.00.09 «палеонтологія та стратиграфія» – К., 2012. – 43 с.

Сиренко Н.А., Турло С.И Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене – К.: Наук. Думка, 1986. – 187 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПОСТАКВАЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ В СТЕПНОМ БИОМЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.Н. Смоленцева

ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск, Россия,
smolentseva@issa.nsc.ru

SOIL COVER EVOLUTION IN THE NEWLY DRAINED AREAS IN THE STEPPES OF WESTERN SIBERIA

E.N. Smolentseva

Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch of the RAS, Russia

Часть степного биома Сибири Западной, расположенная на Обь-Иртышском междуречье, характеризуется преобладанием озёрно-аккумулятивных равнин. На их территории распространены озёра. Ретроспективный анализ карт и современных данных дистанционного зондирования Земли показывает, что площади этих озёр в настоящее время катастрофически сокращаются (Зольников и др., 2011). Так, площадь древних палеоозёр, существовавших в самую влажную эпоху голоцена, в 11,5 раз больше площади современных озёр (Глушкова и др., 2016).

Новые участки суши, возникающие в результате высыхания озёр, называют постаквальными территориями (Куст и др., 1992; Куст, 1994). Постаквальные территории становятся потенциальными источниками земельных ресурсов со специфической гаммой почвообразовательных процессов.

С геоморфологической точки зрения постаквальные территории представляют собой комплекс разновозрастных озёрных террас, приуроченных к межгивным и межувальным понижениям, а также днища высохших озёр. Особенность постаквальных поверхностей – их полихронность. Более древние из них в настоящее время имеют хорошо сформировавшиеся растительный и почвенный покровы. В то же время геоморфологически сопряжёнными с ними оказываются молодые поверхности – первые озёрные террасы и участки суши непосредственно прилегающие к озёрам и освободившиеся из-под воды в течение последних 50–100 лет. Почвообразование на таких территориях представляет несомненный теоретический и практический интерес.

Объекты и методы исследования. Изучение постаквального почвообразования и генетических особенностей гетерономных почв проводилось на территории Северной Кулунды, которая представляет собой озёрно-аллювиальную равнину. Рельеф её образуют широкие гривы, гривовидные повышения и бессточные озёрные котловины, расположенные в обширных межгивных понижениях. Для исследований была выбрана катена в пределах озёрной котловины, в центре которой находится высыхающее озеро. Рельеф участка представлен совокупностью палеосубаэральных поверхностей (от вершин до средних частей склонов грив) и гетерохронных постаквальных поверхностей. Постаквальные поверхности являются озёрными террасами различного возраста и хорошо диагностируются по серии береговых уступов и по литологическим особенностям субстратов, их слагающих. В границах катены было выделено три озёрных террасы, на которых изучался почвенный покров. Описания строения профилей почв и их диагностика проводились с использованием системы типодиагностических горизонтов (Классификация..., 2004; Полевой определитель..., 2008). Анализ почвенных образцов проводился по общепринятым в почвоведении методам.

Результаты и их обсуждение. Поверхность первой озёрной террасы представляет собой ровную площадку на глинисто-суглинистом субстрате с серией молодых береговых валов, сложенных песками и супесями. Самые молодые почвенные образования (0–50 лет) формируются на участках, непосредственно прилегающих к акватории озера и недавно вышедших в субаэральную стадию развития. Формирование молодых почв протекает во взаимосвязи с общей эволюцией ландшафтов озёрных котловин, и в частности под влиянием

экзогенных процессов, развивающихся здесь. Так, например, после завершения субаквального этапа аккумуляции материала береговые валы выходят в субаэральную стадию развития, для которой на современном этапе характерно их разрушение в результате дефляции и водного размыва ливневыми и снеготальными водами. А на участках, примыкающих к акватории озера, формируются слоистые суглинисто-песчаные толщи, представляющие собой бывшие донные озёрные отложения, перекрытые песчаными наносами. На таких молодых постаквальных поверхностях и слоистых субстратах происходит первичное постлитогенное и синлитогенное аккумулятивное или денудационное почвообразование. На экзогенные процессы здесь накладываются также геохимические: галогенез и оглеение. Почвенный покров на этих участках образуют солончаки первичные, псаммозёмы гумусовые и слоисто-эоловые почвы. Преобладают солончаки первичные и солончаки первичные стратифицированные, имеющие на поверхности песчаный нанос мощностью 5–30 см. Солончаки первичные имеют слоистое строение профиля. Они характеризуются очень низким содержанием гумуса, сильнощелочной реакцией среды, очень сильной степенью засоления в поверхностном горизонте, где сумма солей составляет 1,4%. Тип засоления сульфатно-хлоридно-натриевый.

Поверхность первой террасы, расположенная между крупным валом и первым береговым уступом, характеризуется уже более развитым почвенным покровом. На этой стадии эволюции почвенного покрова экзогенные процессы уже оказывают слабое влияние на формирование почв. Эволюция почв первичного ствола почвообразования заканчивается. Результатом её являются солонцы светлые засоленные корковые и солонцы светлые засоленные стратифицированные, которые перекрыты с поверхности небольшим слоем песка (5–20 см). Локально встречаются также стратозёмы, как результат аккумуляции эолового материала на предыдущей стадии почвообразования. Строение профиля солонцов светлых засоленных корковых характеризуется формулой $SELca-BSNca,s-BCAs,q-CQca,s$. Содержание гумуса в поверхностном и солонцовом горизонте очень низкое (1,2% и 0,9% соответственно). Реакция среды сильнощелочная по всему профилю, что связано с присутствием соды. Среди поглощённых катионов в срединных горизонтах преобладает натрий (24–48%), доли кальция и магния примерно равны (22–26% и 18–30% соответственно). Профиль солонца резко дифференцирован по гранулометрическому составу. Поверхностный горизонт $SELca$ супесчаный, содержание фракций физической глины составляет 14%, содержание илистой фракции – 8%. Солонцовый горизонт ($BSNca,s$) в верхней части тяжелосуглинистый, в средней части – глинистый, сумма фракций физической глины увеличивается до 36% и 46% соответственно. Легкоглинистый состав имеет карбонатный горизонт $BCAs,q$, в котором соотношение мелкого песка и ила составляет 44% и 46%. В почвообразующей породе диагностирован тяжелосуглинистый состав (35% физической глины). С глубины 120 см профиль солонца подстилается супесью (15% физглины), в которой, как и в верхнем горизонте, преобладает фракция мелкого песка (75%). Верхний горизонт SEL не засолен. Солонцовый горизонт BSN имеет сильную степень засоления. К этому горизонту приурочено максимальное содержание солей в профиле, оно составляет 0,41–0,65 %. Тип засоления в верхней части горизонта содово-хлоридно-натриевый, в нижней части – сульфатно-хлоридно-натриевый. Отмечено также присутствие соды (Na_2CO_3).

На средней по возрасту и гипсометрическому уровню озёрной террасе сформировались солонцы светлые квазиглееватые засоленные мелкие. Установлено, что по строению профиля, гранулометрическому составу и особенностям текстурной дифференциации они имеют значительное сходство с солонцами первой озёрной террасы. Отличаются от них большей мощностью надсолонцового горизонта SEL , увеличением содержания в нём гумуса (2,2%), характером распределения солей в профиле. Горизонты SEL , $BSNca,s$ в профиле этих почв не засолены. Срединный горизонт BCA имеет среднюю степень засоления. Максимальные солевые аккумуляции приурочены к почвообразующей породе. Среди катионов легкорастворимых солей преобладает натрий, среди анионов – хлор и

гидрокарбонат. Установлено варьирование типа и степени засоления в профиле этих солонцов. Отмечено также присутствие соды в горизонтах ВСА и С.

На самых древних постаквальных территориях, представляющих собой высокие озёрные террасы, ландшафты имеют более остепнённый характер. В почвенном покрове преобладают солонцы тёмные и тёмногумусовые засоленные, строение которых характеризуется формулой $AU-ASNs-BSNs-BCAs-C_{sa,s,q}$. Профиль солонцов резко дифференцирован по многим свойствам. Так, результаты анализа гранулометрического состава показывают наличие резкой текстурной дифференциации в них по илу и физической глине. Профиль состоит из трёх слоёв. Верхний слой соответствует современному поверхностному горизонту AU. Это средний суглинок, в котором преобладает фракция мелкого песка (66%). Содержание физической глины составляет 21%, илистой фракции – 9%. Ниже следует резкий текстурный переход, так как срединные горизонты ASN и BSN тяжелосуглинистые, они содержат 35-39% физической глины. Резко увеличивается содержание илистой фракции (до 26–27%), мелкопесчаной фракции – уменьшается до 43–45%. Горизонт BCAs также тяжелосуглинистый, но содержание мелкого песка в нём увеличивается почти на 10% и достигает 53–54%. Третий текстурный переход соответствует почвообразующей породе, которая имеет глинистый состав. Содержание физической глины увеличивается на 19% (до 54%) за счёт увеличения содержания мелкой пыли и ила.

Содержание гумуса в горизонте AU среднее (4,2%). Вниз по профилю оно резко убывает и в горизонте ASNс составляет 2,9 %, в горизонте BSNс – 0,6%. Максимум содержания карбонатов (13%) приурочен к горизонту BCAs. Поверхностный горизонт имеет нейтральную реакцию среды, он не засолен, среди обменных катионов преобладает кальций (75%), доля натрия составляет 3%. В срединных горизонтах доля обменного натрия увеличивается до 21–27%, магния – до 41–43%, доля кальция снижается до 32–34%. Кроме того, во всех солонцах обнаружены обменные катионы калия. Их доля невелика (4–8%).

Таким образом, почвенный покров постаквальных территорий озёрно-аккумулятивных равнин Северной Кулунды имеет следующие особенности. На самых молодых постаквальных поверхностях происходит первичное постлитогенное и синлитогенное аккумулятивное или денудационное почвообразование. Здесь формируются почвы первичного ствола почвообразования (постлитогенные и синлитогенные), неустойчивые к внешнему воздействию. Это солончаки первичные (типичные и стратифицированные), псаммозёмы гумусовые, слоисто-эоловые почвы. Активное проявление на таких территориях экзогенных процессов (эоловых и водно-эрозионных) приводит к высокой гетерогенности почвенного покрова и периодическому разрушению отдельных его компонентов. Так что почвенный покров здесь перфорирован и повсеместно присутствуют донные отложения береговых и донных фаций, а также локально эоловые аккумуляции материала, иногда мощность до 1 м и более. На экзогенные процессы накладываются также геохимические: галогенез и оглеение.

На более древних постаквальных поверхностях распространены солонцы светлые, тёмные и тёмногумусовые в различной степени засоленные. В целом для солонцов постаквальных территорий характерны солевые аккумуляции средней и сильной степени в срединных горизонтах. Обнаружено значительное варьирование химизма засоления. Солонцы молодых поверхностей по сравнению с остальными солонцами содержат больше хлорид- и сульфат-анионов. Среди катионов во всех горизонтах резко преобладает натрий. Соотношение анионов характеризуется большей вариабельностью как по горизонтам одной почвы, так и в пространстве в целом. В горизонтах всех изученных почв отношение $Cl/SO_4 > 1$, что свидетельствует об активных процессах соленакопления.

Почвенный покров самых древних постаквальных поверхностей, непосредственно сопряжённых с палеосуэвральными почвами, наиболее гомогенен и образован солонцами. Они имеют наиболее сложное морфологическое строение. Вариабельность морфологического облика солонцов здесь проявляется в различной мощности надсолонцовой толщи, которая представлена тёмногумусовым горизонтом AU, мощность 12-

15 см, реже его ассоциацией с солонцово-элювиальным горизонтом. Присутствующая в профиле изученных солонцов текстурная дифференциация имеет литогенную природу и связана с особенностями седиментогенеза на озёрных террасах. Срединные горизонты (BSN, BSA) и горизонт почвообразующей породы в солонцах этих территорий формируются из донных фаций озёрных отложений, о чём свидетельствует их грансостав и засоленность. Верхние горизонты SEL и AU представляют собой супесчаные отложения береговых фаций переотложенные золовым путём в условиях субаэрального этапа развития, а также собственно голоценовые золовые седименты.

Субаэральные почвы на этой территории представлены чернозёмами криогенно-мицеллярными, дисперсно-карбонатными и каштановыми почвами, а также их агрогенными аналогами. Строение профиля нестандартное: между нижней границей гумусового горизонта AU и карбонатным горизонтом BSA присутствует бескарбонатная зона, мощность которой составляет от 20 до 60 см. Бескарбонатная толща диагностируется как структурно-метаморфический горизонт BM с призмовидной структурой. Согласно общей характеристики этих типов почв, присутствие в них такого горизонта не предусмотрено (Классификация и диагностика..., 2004; Полевой определитель..., 2008). Появление его связано с небольшой мощностью гумусового горизонта западно-сибирских чернозёмов, по сравнению с европейскими, в результате чего гумусовая и карбонатная зоны у первых значительно разобщены. Присутствие горизонта BM в чернозёмах и каштановых почвах Западной Сибири следует считать региональной особенностью этих почвенных типов. В настоящее время субаэральные почвы распаханы, то есть находятся в стадии агрогенной эволюции.

Маршрутными полевыми исследованиями подтверждено, что выявленные закономерности в той или иной степени характерны для всех постаквальных территорий Обь-Иртышского междуречья, что позволяет экстраполировать полученные результаты на весь степной биом Западной Сибири.

Выводы. 1. В степном биоме Западной Сибири на Обь-Иртышском междуречье почвенный покров образован двумя эволюционно-генетическими группами почв: субаэральными и постаквальными.

2. Субаэральные почвы приурочены к положительным элементам рельефа – вершинам и склонам увалов и грив, сложенных лёссами и лессовидными суглинками. Они представлены чернозёмами и каштановыми почвами. Большая часть этих почв распахана и находится в стадии агрогенной эволюции.

2. Постаквальные почвы развиваются в межгривных понижениях на озёрных террасах и днищах высохших озёр. Группа постаквальных почв состоит из полихронных компонентов, что связано с постепенной редукцией озёрных систем, занимавших в течение голоцена большие площади, чем сейчас. В результате в составе почвенного покрова присутствуют почвы находящиеся на различных стадиях эволюции: от слаборазвитых до климаксных почв со сложным строением профиля и хорошо выраженными горизонтами, в том числе типодиагностическими. При этом набор компонентов почвенного покрова на постаквальных поверхностях резко отличается от субаэральных почв.

3. На самых молодых постаквальных поверхностях формируются почвы первичного ствола почвообразования (постлитогенные и синлитогенные): солонцы первичные, псаммозёмы гумусовые, слоисто-золовые почвы. На процессы почвообразования постоянно оказывают влияние экзогенные процессы (золовые и водно-эрозионные). На них накладываются также геохимические процессы: галогенез и оглеение.

4. На более древних постаквальных поверхностях формируются различные солонцы. Их разнообразие на этих территориях обусловлено несколькими причинами. Во-первых, они имеют различный возраст и, соответственно, находятся на различных стадиях эволюции. Во-вторых, различием в степени и химизме засоления.

5. Присутствующая в профиле всех изученных солонцов текстурная дифференциация имеет литогенную природу и связана с особенностями седиментогенеза на озёрных террасах.

Срединные горизонты (ASN, BSN, BCA) и горизонт почвообразующей породы в солонцах этих территорий формируются из донных фаций озёрных отложений, о чём свидетельствует их грансостав и засоленность. Верхние горизонты SEL и AU представляют собой супесчаные отложения береговых фаций переотложенные эоловым путём в условиях субаэрального этапа развития, а также собственно голоценовые субаэральные седименты.

6. В связи с разновозрастностью почвенный покров поставкальных территорий имеет различную степень устойчивости к антропогенным воздействиям. Наиболее уязвимыми являются молодые компоненты почвенного покрова. Это необходимо учитывать при их использовании и обязательно нормировать нагрузки, особенно пастбищные.

Список литературы:

Глушкова Н.В., Чупина Д.А., Пчельников Д.В., Болдырев И.И., Селятицкая Н. А. Картографирование и мониторинг процессов аридизации на юге Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. – 2016. – № 1. – С. 133–140.

Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Лямина В.А., Смоленцева Е.Н., Королюк А.Ю., Безуглова Н.Н., Зинченко Г.С., Пузанов А.В. Индикация динамики природно-территориальных комплексов юга Западной Сибири в связи с изменениями климата // География и природные ресурсы. – 2011. – № 2. – С. 155–160.

Куст Г.С., Аветян С.А., Баранникова Н.В., Малышева Т.И. Первичное почвообразование на обсохшей части дна Аральского моря // Вестник МГУ. – Сер. 17. – Почвоведение. – 1992. – №1. – С.27–39.

Куст Г.С. О постгидромофной эволюции почвенного покрова водно-аккумулятивных равнин засушливых территорий // Почвоведение. – 1994. – № 2. – С. 16–28.

Классификация и диагностика почв России. – Смоленск, Изд-во Ойкумена. – 2004. – 342 с.

Полевой определитель почв России. М., Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева. – 2008. – 182 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Д.А. Субетто

Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск,
Россия, dsubetto@nwpi.krc.karelia.ru

MODERN PALEOLIMNOLOGICAL STUDIES IN NORTHERN EURASIA

D.A. Subetto

Northern water problems institute, Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia

Донные отложения озер являются одними из самых детальнейших геологических архивов, в которых сохранена информация о прошлых природно-климатических обстановках регионального и планетарного уровня с разрешением от тысячелетий и столетий до года (Субетто, 2009).

В последние годы значительно вырос интерес к палеолимнологическим исследованиям Северного полушария, что вызвано, в первую очередь, проблемой глобального изменения климата, особенно в высоких широтах. В приполярных областях Северного полушария располагается огромное количество озер различного генезиса и морфометрии, заархивировавших в своих донных отложениях, подробную информацию об изменениях климата и ландшафтов в плейстоцене и голоцене.

Долгое время озера полярных регионов из-за своего труднодоступного географического положения были слабо изучены. Начало палеолимнологическим исследованиям в Арктике и Антарктике было положено учеными Арктического и антарктического научно-исследовательского института Росгидромета в 1960-1970 гг. Позже, в 1980-е годы проводились исследования по проекту «История озер СССР» Институтом

озероведения АН СССР, Якутским государственным университетом имени М.К. Аммосова (в настоящее время Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова), Институтом географии АН СССР и другими смежными институтами и университетами. В рамках этого проекта были изучены ряд озер Кольского полуострова, Большеземельской тундры, п-ова Таймыр, Якутии и других северных регионов нашей страны (История озер Восточно-Европейской ..., 1992; История озер Севера Азии ..., 1995).

В последние десятилетия развернулись активные научно-исследовательские работы по изучению стратиграфии донных отложений озер северной Евразии и реконструкции палеогеографических и палеоклиматических обстановок прошлого учеными различных учреждений России при участии зарубежных коллег. Следует отметить такие международные проекты, как «Озеро Эльгыгытгын», «Озера Сибири», «ПЛОТ» и др., в рамках которых проводятся палеолимнологические исследования в северных районах Евразии. В уникальном озере метеоритного происхождения Эльгыгытгын вскрыты отложения, послойное изучение которых дало возможность реконструировать изменения климата на протяжении 3,6 млн. лет (Brigham-Grette et al., 2013; Melles et al., 2012 и др.).

В настоящее время ведутся широкомасштабные палеолимнологические исследования в Якутии, в одном из самых озерных субъектов Российской Федерации (более 700 тысяч озер). Наибольшее сосредоточение озер, в том числе и крупных, наблюдается на северо-востоке республики, в пределах Яно-Индигорской, Абыйской (Среднеиндигорской) и Колымской низменностей. С целью выявления изменений экологических условий и реконструкции климатических характеристик прошлого озер Индигорской низменности была организована палеолимнологическая экспедиция на озере Сутуруоха в августе 2015 г., расположенном в районе одноименного Ресурсного резервата (Абыйский район, Республика Саха (Якутия). Впервые выполнены батиметрическая съемка озера Сутуруоха, геоботаническое описание водосборного бассейна и сбор гидробиологического материала (фитопланктон, зоопланктон и зообентос) озера. Получены ненарушенные керны донных отложений охватывающих временной интервал поздний неоплейстоцен-голоцен (Пестрякова и др., 2015).

Новые оригинальные данные получены в рамках российско-германского проекта «Озера Сибири» по изучению истории озер Якутии, таких, например, как Биллях, Сатагай и др., история которых охватывает временной интервал до 30-40 тыс. лет. Установлено, например, что накопление донных отложений в оз. Биллях, расположенного в районе Верхоянского хребта, идет непрерывно не менее 40 тыс. лет, что свидетельствует об отсутствии в исследуемом регионе значительных ледниковых шапок в максимум последнего оледенения. Получена детальная картина динамики климата и природных обстановок в голоцене для Северо-Восточной Сибири (Andreev et al., 2009; Pestryakova et al., 2012; Nazarova et al., 2013; Schleusner et al., 2015; Sundqvist et al., 2014 и др.) и выявлены, например, изменения характера озерного органонакопления в зависимости от солнечной активности (Пестрякова и др., 2008).

Последние десятилетия активно проводятся палеолимнологические исследования на европейском севере России, включающие в себя реконструкции природно-климатических обстановок в послеледниковое время, динамики уровня крупных бассейнов по периферии Балтийского кристаллического щита, выявление причин и механизмов резких климатических изменений на границе плейстоцена и голоцена (Субетто, 2009; Субетто и др., 2003; Subetto et al., 2002; Wohlfarth et al., 2007 и др.). Исследованы донные отложения разновысотных озер Карельского берега Белого моря и Соловецкого архипелага, позволившие реконструировать динамику изменения уровня Белого моря в послеледниковое время (Колька и др., 2013; 2014; Никонов, Субетто, 2010; Субетто и др., 2012 и др.). Аналогичные исследования были выполнены ранее для восточной части Балтийского моря и Ладожского озера (Александровский и др., 2009; Лудикова и др., 2005; Лудикова, 2015; Субетто, 2009; Dolukhanov et al., 2009; Miettinen et al., 2007; Rosentau et al., 2013 и др.). В начале 2000-х годов были проведены исследования донных отложений озера Медведевского на территории

Карельского перешейка (Ленинградская область) с целью реконструкции изменений палеоклимата, природных обстановок и выявления возможных геохимических и минералогических следов извержений исландских и центрально-европейских вулканов на рубеже позднего плейстоцена и голоцена (Кузнецов, Субетто, 2004; Кузнецов и др., 2015; Субетто и др., 2003; Subetto et al., 2002; Wastegård et al., 2000; Wohlfarth et al., 2007 и др.). Позже, донные отложения этого озера стали объектом изучения содержания редкоземельных элементов - маркеров возможного падения и взрыва крупного космического тела около 12900 лет назад на Лаврентийский ледниковый щит в Северной Америке (Андроников и др., 2014; Andronikov et al., 2015).

С 2005 г. на протяжении нескольких лет проводились палеолимнологические исследования на Соловецком архипелаге с целью реконструкции динамики палеоуровня Белого моря в голоцене (Никонов, Субетто, 2007; Субетто, 2010; Субетто и др., 2012 и др.). В 2014 году палеолимнологические работы были продолжены уже на Онежском полуострове Белого моря, где были выполнены исследования разреза на мысу Вейнаволок, а также озер и болот в губе Конюховской. Данные о возрасте этих болот, в сочетании с результатами датирования озерных отложений, позволят детально реконструировать хронологию перемещений береговой линии Белого моря в районе Онежского полуострова (Леонтьев и др., 2016).

Последние три года активно ведутся геологические и палеолимнологические исследования двух крупнейших европейских озер - Ладожского и Онежского. Исследования проводятся в рамках двух крупных проектов: (1) международного проекта ПЛОТ (Палеолимнологический трансект), в котором принимают участие ученые из различных российских и германских научно-исследовательских институтов и университетов (ААНИИ, ИВПС РАН, СПбГУ, ИНОЗ РАН, университет Кёльна, институт полярных и морских исследований им. А.Вегенера и др.) и (2) гранта РФ «Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние». В рамках проекта ПЛОТ в 2013 г. были отобраны два непрерывных керны донных отложений мощностью до 23 метров с глубины 100 м в северной части Ладожского озера, вскрывших голоценовые, позднеледниковые озерные, озерно-ледниковые и ледниковые отложения и, возможно, морские отложения эемского (мгинского) межледниковья. В рамках гранта РФ к настоящему времени построены карты рельефа водосбора и дна Онежского озера и выполнены ГИС реконструкции развития озера со времени его дегляциации.

В настоящее время с целью систематизации данных о генезисе озер Восточно-Европейской равнины разрабатывается и наполняется база данных PaleoLake (Sytykh et al., 2014), в которой анализируются сведения об изученных палеолимнологическими методами озерах. Аналогичные исследования ведутся и в Европе и на Американском континенте, о чем свидетельствуют последние публикации (Suggitt et al., 2015; Sundqvist et al., 2014 и др.). Структура метабазы данных включает в себя следующие характеристики: наименование озера, географическое положение (координаты, регион), морфометрические показатели (глубина средняя и максимальная, площадь, объём), высоту над уровнем моря, происхождение котловины, описание донных отложений (пробоотбор, тип материала, мощность отложений), виды анализов (литологический, диатомовый, геохимический, спорово-пыльцевой и др.), методы и результаты датирования, интервал времени осадконакопления. База данных содержит библиографические источники. В настоящее время в базе данных представлены сведения о более чем 100 озерах. База данных дополняется новыми сведениями об уже учтенных в ней озерах (по мере поступления), и вносятся данные о других озерах, которые ранее не были представлены в ней. В дальнейшем планируется расширение базы данных и создание на ее основе интерактивной карты-справочника.

Дальнейшие изучения донных отложений озер Севера России позволят подробнее реконструировать гидроклиматические условия прошлого, динамику озер и процессы их дальнейшей эволюции, динамики береговой линии морей Арктики и спрогнозировать вероятные изменения природной среды в будущем.

Исследования выполняются в рамках проектов фундаментальных научных исследований ИВПС КарНЦ РАН, частично проекта РНФ 14-17-00766 «Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние», проектов РФФИ № 16-05-00727 «Внезапные кардинальные перестройки гидрографической сети и ландшафтов в голоцене на юго-востоке Балтийского щита (палеогидрологический и геодинамический аспекты)», №15-45-05063 р_восток_а «Палеоэкологические исследования голоценовой истории озер бассейна реки Индигирка», № 13-05-41457 РГО_а «Природные катастрофы в позднем плейстоцене и голоцене: палеогеографическая диагностика» и др.

Литература:

Александринский А.Л., Арсланов Х.А., Давыдова Н.Н., Долуханов П.М., Зайцева Г.И., Кирпичников А.Н., Кузнецов Д.Д., Лавенто М., Лудикова А.В., Носова Е.Н., Савельева Л.А., Сапелко Т.В., Субетто Д.А. Новые данные относительно трансгрессии Ладожского озера, образования реки Невы и земледельческого освоения Северо-Запада России // Доклады Академии Наук, Т. 424. 2009. № 5. С. 682 – 687.

Андроников А.В., Субетто Д.А., Лауретта Д.С., Андроникова И.Е., Дросенко Д.А., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Сырых Л.С. Поиск следов метеоритного удара: особенности распределения микроэлементов в позднелайтоценовых осадках оз. Медведевского (Карельский перешеек, Россия) // Доклады Академии Наук. 2014. №1. С. 69 – 73.

История озер Восточно-Европейской равнины // Серия «История озер». СПб., 1992. 262 с.

История озер Севера Азии // Серия «История озер», СПб, 1995. 288 с.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе посёлка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73 – 88.

Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Лаврова Н.Б. Временная последовательность перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер района Кузема (Северная Карелия). Известия РГО. 2014. Т. 146, Вып. 6. С. 14 – 26.

Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А. Тефрохронология и ее применение в палеолимнологии // Известия РГО, Т. 134. Вып. 5. 2004. С. 79 – 82.

Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Сапелко Т.В., Лудикова А.В. Гидрографическая сеть северной части Карельского перешейка в голоцене по данным о строении отложений малых озёр // Геоморфология, 2015. №1. С. 54 – 69.

Леонтьев П.А., Греков И.М., Субетто Д.А., Кузнецов Д.Д., Колька В.В., Лудикова А.В., Потахин М.С., Сапелко Т.В., Сырых Л.С., Толстобров Д.С. Стратиграфия озёрных отложений Онежского полуострова, Белое море // Общество. Среда. Развитие. №3(40), 2016. С. 125-129.

Лудикова А.В. Свидетельства среднеголоценовой трансгрессии Ладожского озера по данным диатомового анализа // Известия РГО, 2015, Т. 147, Вып. 4, с. 38-51.

Лудикова А.В., Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Арсланов Х.А. Колебания уровня Ладожского озера в голоцене (на основе палеолимнологических исследований оз.Св. Сергия на о. Путсаари) // Изв. РГО. Т.137. 2005. № 6. С. 34 – 41.

Никонов А.А., Субетто Д.А. Историческое цунами на Соловецких островах // Известия Русского географического общества. 2007. Т. 139. № 6. С. 24-31.

Пестрякова Л.А., Субетто Д.А., Герасимова М.А., Андреев А.А., Дикман Б, Попп С. Эволюция природной среды в Центральной Якутии в голоцене // Изв. РГО. Т.140. 2008. № 4. С. 54 – 67.

Пестрякова Л.А., Субетто Д.А., Потахин М.С., Фролова Л.А., Ушницкая Л.А., Ядрихинский И.В., Троева И.В. Палеолимнологические и палеоэкологические исследования озера Сутуруоха (бассейн реки Индигирки // Общество. Среда. Развитие. №4, 2015. С. 190-195.

Субетто Д. А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции // Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. 309 с.

Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., П. ван Беек (P. van Beek), М.Суо (M. Souhaut), Субетто Г.Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления. Доклады Академии Наук, Серия «Геология». Т. 446. 2012. № 2. С. 183 – 190.

Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Вольфарт Б., Вастегорд С., Кузнецов Д.Д. Климат Северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Известия РАН. Серия географическая. 2003. №5. С. 80-91.

Субетто Д.А., Аверичкин О.Б., Кузнецов Д.Д. Расчеты палеостока по Балтийско-Ладожскому соединению в северной части Карельского перешейка // Известия Русского Географического Общества. Т. 141. 2009. № 5. С. 37 – 51.

Субетто Д.А. Палеолимнологические реконструкции в бассейне Белого моря // Система Белого моря. Т.1. Природная среда водосбора Белого моря. 2010. С. 247 – 265.

Сырых Л.С., Назарова Л.Б., Субетто Д.А. Предварительные данные о развитии климата на территории Карельского перешейка в голоцене по результатам хирономидного и литологического анализов // Труды Карельского научного центра РАН, Серия Лимнология. 2015. № 5. С. 53–59.

Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeister L., Kuznetsova T.V., Kuzmina S.A., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Novenko E.Y., Meyer H., Derevyagin A.Y., Kienast F., Bryantseva A., Kunitsky V.V. Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia // Boreas. 2009. Vol. 38. P. 72 – 110.

Andronikov A.V., Rudnickaitė E., Lauretta D.S., Andronikova I.E., Kaminskas D., Šinkūnas P., Melešytė M. Geochemical evidence of the presence of volcanic and meteoritic materials in Late Pleistocene lake sediments of Lithuania // Quaternary International. 2015. Vol. 386. P. 18–29.

Brigham-Grette J., Melles M., Minyuk P., Andreev A., Tarasov P., DeConto R., Koenig S., Nowaczyk N., Wennrich V., Rosen P., Haltia-Hovi E., Cook T., Gebhardt T., Meyer-Jacob C., Snyder J., Herzschuh U. Pliocene Warmth, Polar Amplification, and Stepped Pleistocene Cooling Recorded in NE Arctic Russia // Science. 2013. Vol. 340. № 6139. P. 1421 – 1427.

Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N., Zaitseva G.I., Djindiridze E.N., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Savelieva L.A. The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-western Russia // Quaternary International. 2009. Vol. 203. P. 33 – 51.

Melles M., Brigham-Grette J., Nowaczyk N.R., Wennrich V., De Conto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.M., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosen P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // Science. Vol. 337. 2012. № 6092. P. 315 – 320.

Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A., Dzhindiridze R., Arslanov Kh., Hyvärinen H. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history // Boreas. 2007. Vol. 36. P. 441–458

Nazarova L., Lüpfer H., Subetto D., Pestryakova L., Diekmann B. Holocene climate conditions in Central Yakutia (North-Eastern Siberia) inferred from sediment composition and fossil chironomids of Lake Temje // Quaternary International. 2013. P. 264 – 274.

Pestryakova L.A., Herzschuh U., Wetterich S., Ulrich M. Present-day variability and Holocene dynamics of permafrost-affected lakes in central Yakutia (Eastern Siberia) inferred from diatom records // Quaternary Science Reviews. 2012. Vol. 51. P. 56 – 70.

Rosentau A., Muru M., Kriiska A., Subetto D.A., Vassiljev J., Hang T., Gerasimov D., Nordqvist K., Ludikova A., Lõugas L., Raig H., Kihno K., Aunap R., Letyka N. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // Boreas. 2013. Vol. 42. P. 912–931.

Schleusner P., Biskaborn B.K., Kienast F., Wolter J., Subetto D., Diekmann B. Basin evolution and palaeoenvironmental variability of the thermokarst lake El'gene-Kyuele, Arctic Siberia // Boreas. 2015. Vol. 44 (1). P. 216 – 229.

Subetto D.A., Wohlfarth B., Davydova N.N., Sapelko T.V., Björkman L., Solovieva N., Wastegård S., Possnert G., Khomutova V.I. Climate and environment on the Karelian Isthmus, northwestern Russia, 13000-9000 cal. yrs BP // Boreas. 2002. V. 31. P. 1 – 19.

Suggitt A.J., Wilson R.J., August T.A., Fox R., Isaac N.J.B., Macgregor N.A., Morecroft M.D., Maclean I.M.D. Microclimate affects landscape level persistence in the British Lepidoptera // Journal of Insect Conservation. 2015. № 19. P. 237 – 253.

Sundqvist H. S., Kaufman D. S., McKay N. P., Balascio N. L., Briner J. P., Cwynar L. C., Sejrup H. P., Seppä H., Subetto D. A., Andrews J. T., Axford Y., Bakke J., Birks H. J. B., Brooks S. J., de Vernal A., Jennings A. E., Ljungqvist F. C., Rühland K. M., Saenger C., Smol J. P. and Viau A. E. Arctic Holocene proxy climate database – new approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables // Clim. Past. 2014. № 10. P. 1605 – 1631.

Syrykh L., Subetto D.A., Grekov I. Paleolimnological database for lakes of Russian plain // Proceedings of the II PAST Gateways 2014. P. 74 – 75

Wastegård S., Wohlfarth B., Subetto D.A., Sapelko T.V. Extending the known distribution of the Younger Dryas Vedde Ash into northwestern Russia // J. of Quaternary Science 15(6), 2000. P. 581-586

Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D.A., Demidov I., Filimonova L., Tarasov P., Sapelko T. Climatic and environmental changes in NW Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review // Quaternary Science Reviews. 2007. № 26. P. 1871–1883.

ЧЕТКОВИДНЫЕ ИЗВИЛИСТЫЕ РУСЛА МАЛЫХ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ КАК ПРИЗНАК УМЕНЬШЕНИЯ ВОДНОСТИ РЕК

А.М. Тарбеева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
amtarbeevea@yandex.ru

BEADED MEANDERING CHANNELS OF SMALL RIVERS IN THE PERMAFROST ZONE AS INDICATORS OF WATER RUNOFF DECREASE

A.M. Tarbeevea

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Введение

Четковидные русла рек – это русла специфической формы, характеризующиеся чередованием глубоких озеровидных расширений и соединяющих их узких протоков. Они широко распространены в верхних звеньях флювиальной сети на равнинах и низменностях криолитозоны и занимают до 50% длины русловой сети речных бассейнов (Arp, 2015).

Большинство исследователей тундры связывают образование четковидных русел с термокарстом – вытаяванием льда в узлах решетки полигональных трещин (Hopkins, 1955; Arp, 2015; Термоэрозия..., 1982), которое приводит к образованию глубоких (до 3-3,5 м) озеровидных расширений в русле. Действительно, наибольшая протяженность четковидных русел наблюдается в районах распространения высоко- и среднелдистых многолетнемерзлых пород, они часто приурочены к местам развития полигонально-жильных льдов, озеровидные расширения таких русел имеют ритмичное расположение, а их предельные размеры (до 50 м) соответствуют предельным размерам мерзлотных полигонов (Hopkins, 1955; Arp et al., 2015). К тому же, значительный прогрев воды в расширениях русел в летний период способствует развитию термокарста (Oswood, 1989).

Термокарст, несомненно, приводит к образованию озеровидных расширений русел малых рек, но является не единственной причиной их образования, так как четковидные русла наблюдаются и на участках распространения малолдистых горных пород, для которых термокарстовые процессы не характерны. А.А. Григорьев (1927), описывая четковидные русла рек Якутии, объяснял их происхождение промерзанием аккумулятивных русловых форм, которые впоследствии не размываются, зарастают и подпруживают реку. Позднее С.С. Воскресенский (1962), также применительно к Якутии, расширил эти представления, предположив, что расширения русел малых рек – это остатки плесов, сформировавшихся более мощным водным потоком в более теплые (*соответственно, многоводные* – А.Т.) эпохи. К тому же четковидные русла малых рек описаны и за пределами криолитозоны, где их образование связывается с иными процессами, в частности, заилением, суффозией и карстом (Бутаков, Ермолаев и др., 1991; Тарбеева и др., 2016). Вне зависимости от районов распространения эти русла объединяет их образование на реках с малой мощностью водного потока, который не может сформировать нормальное аллювиальное русло. В условиях тундры такие русла характерны для рек 1-3 порядков¹, имеющих относительно небольшие (менее 0,2 %) уклоны (Тарбеева, Сурков, 2013; Arp et al., 2015).

¹ Здесь и далее применяется порядковая классификация Хортон-Стралера

Морфология четковидных русел

Четковидные русла представляют собой цепочку небольших озер диаметром от 5 до 50 м, глубиной до 3-3,5 м, соединенных узкими щелевидными протоками длиной от 1 до 50 м, шириной до 1-2 м и глубиной также около 1 м, либо выпуклыми мелководными перемычками, нередко обсыхающими в межень. Как правило, озеровидные расширения в пределах однородного участка реки имеют близкие размеры и расположены примерно через равные интервалы. Кровля многолетнемерзлых пород под четковидным руслом имеет волнистую поверхность, находясь близко к поверхности под перекатами и глубоко погружаясь под плесами (Тарбеева, Сурков, 2013; Zarnetske, Gooseff et al., 2008). В то же время под руслами, имеющими равномерную ширину, кровля мерзлоты относительно ровная (Zarnetske, Gooseff et al., 2008). Большинство русел малых рек 1-4 порядков в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород промерзают до дна, но в расширениях четковидных русел зимой сохраняются линзы напорной воды, подстилаемые тальми породами (Agr et al., 2015).

Специфическим типом четковидных русел являются четковидные извилистые русла. Они наблюдаются, в том числе, на территориях, сложенных сильнольдистыми отложениями, где расширения русел связываются с термокарстовыми процессами (например, в бассейне р. Фиш-крик на Прибрежной равнине Аляски). Такие русла имеют в плане форму, характерную для свободно меандрирующих рек, но при этом состоят из озеровидных расширений, приуроченных преимущественно к привершинным частям излучин, и соединяющих их узких протоков (рис. 1). В четковидных извилистых руслах отсутствуют следы современного размыва вогнутых берегов и аккумуляции наносов у выпуклых берегов, характерные для свободно меандрирующих рек. Такие русла наиболее характерны для малых рек 2-3 (реже – первого) порядков и распространены как в тундре на арктических побережьях Евразии и Северной Америки, так и в таежной зоне в континентальных районах Восточной Сибири.



Рис. 1. Четковидное извилистое русло малой реки на Прибрежной Арктической равнине Аляски (бассейн р. Фиш-крик) (космический снимок GoogleEarth)

Извилистая форма четковидных русел и наличие серповидных стариц на пойме при отсутствии признаков современного развития излучин указывают на то, что она была сформирована при других условиях – в процессе свободного меандрирования реки большей водности и только впоследствии приобрела четковидное строение в результате уменьшения руслоформирующего расхода и изменения мерзлотных условий. При уменьшении стока воды в межень извилистое русло стало распадаться на ряд слабопроточных водоемов, расположенных в плесах, преимущественно в привершинных частях излучин. Вода в плесах летом застаивалась и хорошо прогревалась, что способствовало развитию под ними термокарста, приводя к их углублению. Зимой, незамерзающая в глубоких плесах вода, способствовала поддержанию (или образованию) локального талика, тогда как перекаты при низких уровнях воды стали зарастать, а осенью – промерзать. В результате, весной во время половодья промерзшие перекаты оказывались устойчивыми к размыву, на них происходила аккумуляция наносов, тогда как талый грунт в плесах размывался, приводя к локальному расширению и углублению русла. Косвенным подтверждением такого механизма образования четковидного русла является извилистая четковидная форма некоторых стариц на более крупных реках, современные русла которых свободно меандрируют и не имеют четковидного строения. Здесь уменьшение стока воды связано не с климатическими причинами, а происходит вследствие перемещения потока в новое русло. Генетическая связь четковидных расширений русел с плесами бывшего меандрирующего русла, подтверждается также тем, что размеры таких расширений имеют визуальную очевидную связь с порядком водотока, что хорошо заметно на участках слияния разнопорядковых четковидных рек.

Изменение морфологии русел по длине рек

На космических снимках Северо-Сибирской низменности, в верховьях хорошо выраженных речных долин заметны протяженные участки днища, в которых отсутствует сформированное русло, а водоток наследует решетку полигональных трещин, образуя цепочку озер (рис. 2а). Ниже по долине появляется русло четковидной формы – с выраженным чередованием сужений и расширений, соединенных выработанными перетоками. Еще ниже по течению, очертания четковидного русла приобретают извилистую форму, но без следов современной эрозии или аккумуляции на берегах (рис. 2б). И лишь примерно к 4-5 порядку, русло приобретает «нормальную» аллювиальную, чаще всего – меандрирующую форму (рис. 2в), хотя и здесь чаще всего русло врезанное, и не имеет следов активного размыва берегов или аккумуляции наносов.

Такое строение верховьев речных долин, весьма широко распространенное на равнинах криолитозоны, свидетельствует о том, что на современном этапе развития рельефа руслоформирующая деятельность водотоков снижена и сильно «подавлена» экзогенными процессами: в верховьях долин днища заполнены склоновыми отложениями и переработаны криогенными процессами, в средней части – в русле активно развиваются термокарстовые процессы, а образованные ими формы – четковидные расширения русел – не заполняются наносами и не разрушаются деятельностью водотока. Очевидно также, что на предыдущих этапах геологической истории эрозионно-аккумулятивная деятельность в этой долине была весьма активна: она привела к образованию самого вреза долины и ее многочисленных притоков, а также свободных излучин реки, следы которых прослеживаются в извилистой конфигурации четковидного русла, очертаниях врезанного меандрирующего русла и серповидных стариц в днище долины.

Выводы

Четковидные русла рек криолитозоны – это специфический морфодинамический тип русел малых рек, сохранивший реликты свободного формирования излучин в условиях наличия подруслового талика и большей водности потока.

Четковидные извилистые русла распространены по всей криолитозоне северного полушария, как в Арктике, так и в континентальной части Сибири, и занимают промежуточное положение между первичными русловыми и безрусловыми водотоками и нормальными аллювиальными руслами.

а



б



в



Рис. 2. Изменение морфологии русел малых рек бассейна р. Анабара по порядкам (космические снимки GoogleEarth): а) – русло водотока 1 порядка; б) русло реки 2-3 порядка; в) русло реки 4 порядка

Четковидные извилистые русла являются характерным признаком уменьшения водности рек, но также и изменения мерзлотных условий, которые накладывают определенный отпечаток на ход русловых процессов. В частности, образование глубоких озеровидных расширений русел в процессе термокарста возможно лишь при отсутствии непрерывного (по длине реки) подруслового талика.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00549).

Список литературы:

- Бутаков Г.П., Ермолаев О.П., Мозжерин В.И., Ковальчук И.П., Литвин Л.Ф., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов на малых речных водосборах. // Эрозионные и русловые процессы. Луцк. 1991. С.19-42.
- Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. М.: МГУ. 1962. 340 с.
- Григорьев А.А. Геоморфологический очерк Якутии. Л: Изд-во АН СССР, 1927. 52 с.
- Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В. Озеровидные расширения русел рек степной зоны и возможные причины их формирования (бассейн р. Урал в районе г. Орска) // Геоморфология. 2016. №1. С. 73-81.
- Тарбеева А.М., Сурков В.В. Четковидные русла малых рек зоны многолетней мерзлоты // География и природные ресурсы. 2013. №3. С. 27-32.
- Термоэрозия дисперсных пород. Ред. В.Т. Трофимов. М.: МГУ. 1982. 194 с.
- Arp C. D., Whitman M., Jones B., Grosse G., Gaglioti B., Heim K. Distribution and biophysical processes of beaded streams in Arctic permafrost landscapes // Biogeosciences. № 12 (1). 2015. pp. 29-47. Doi: 10.5194/bg-12-29-2015
- Hopkins D., Karlstrom T., Black R. et al. Permafrost and ground water in Alaska // Geological Survey, Professional Paper, Washington, 1955. 264 F. 146 p.
- Oswood M. W., Everett K. R., Schell D. M. Some physical and chemical characteristics of an arctic beaded stream // Holarctic ecology. Copenhagen, 1989. 12. 290–295 p.
- Washburn A.L. Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Edward Arnold. London. 1979. 406 p.
- Zarnetske J. P., Gooseff M. N., Bowden W. B. et. al. Influence of morphology and permafrost dynamics on hyporheic exchange in arctic headwater streams under warming climate conditions // Geophysical research letters. 2008. VOL. 35, L02501, Pp. 1-5. doi:10.1029/2007GL032049.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА УЧАСТИЯ ЛОЖБИННОГО КОМПЛЕКСА В ЭРОЗИОННОМ ПРЕОБРАЗОВАНИИ РАСПАХИВАЕМЫХ СКЛОНОВ НА ОСНОВЕ РАДИОЦЕЗИЕВОГО МЕТОДА

Л.Н. Трофимец¹, Е.А. Паниди²

¹ Орловский государственный университет, г. Орел, Россия, trofimetc_1_n@mail.ru;

² Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, panidi@ya.ru, e.panidi@spbu.ru

QUANTITATIVE ESTIMATION OF THE ROLE OF WATERSHED HOLLOW IN EROSIONAL TRANSFORMATION OF ARABLE SLOPES BASED ON THE RADIOCAESIUM TECHNIQUE

L.N. Trofimetz¹, E.A. Panidi²

¹ Orel State University, Orel, Russia

² Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Ложбинный комплекс составляют флювиальные формы рельефа разного масштаба. Ложбины мезомасштаба – это, как правило, истоки балок (места впадения ложбин-истоков в балки на рис. 1 обозначены номерами 5 и 9). В пределах таких ложбин выделяются зоны аккумуляции смытой почвы (у основания склонов ложбин), зоны транзита и зоны интенсивного смыва (талвеги ложбин). Микроложбины, в свою очередь, обуславливают

вариабельность почвенных свойств на распахиваемых склонах. Такие ложбины изображаются на космических снимках темными полосами (рис.1).

При использовании карт масштаба 1:10000 землеустроители «работают» с мезо - и микроложбинами как «неровностями» рельефа. Методики расчета смыва почвы, основанные на использовании карт указанного масштаба, фактически учитывают эрозионные процессы в формах рельефа позднеледникового возраста (в ложбинах). Например, методика Бобровицкой (1995), основанная на учете объемов конусов выноса ручьев, действующих в период талого стока, фактически была разработана в основном для ручьев, текущих по днищам древних ложбин.

В условиях изменения тепло- и влагообеспеченности территории бассейна верхней Оки (с конца восьмидесятих годов прошлого столетия по настоящее время) несколько изменилась роль микроложбин позднеледниковой возрастной в преобразовании распаханых склонов. Эрозионную работу в значительной степени стали осуществлять современные ручьи, действующие в период талого и ливневого стока. Подтверждением сказанного является тот факт, что на свежеспаханном поле тальвеги ручьев, текущих по днищам древних ложбин, явно различимы как понижения вдоль склона (по наблюдениям авторов). Тальвеги же ручьев в днищах ложбин, имеющих площадь водосбора до 30000 м² визуальными, в поле, оказываются неразличимыми. Авторами отмечено, что современные ручьи, действующие в период талого и ливневого стока, далеко не всегда совпадают с тальвегами ложбин. На рис. 1 точками (координаты определены GPS-съёмкой), обозначены тальвеги ручьев, которые наблюдали авторы или на свежеспаханном поле весной или осенью на перепашанном поле. Обращает на себя внимание прямолинейность тальвегов ручьев. Осенью тальвеги хорошо идентифицировались по остаткам сорной растительности (дикоросам) и по молодым побегам на старых растениях. При этом, тальвеги «действующих» ручьев не всегда совпадают с тальвегами микроложбин (что хорошо видно на рис. 1 и 2).



Рис. 1. Изображение тестового участка в бассейне верхней Оки на космическом снимке (1 – блочное повышение, 2 – межблочное понижение, 3 – ручьи, 4-9 – места послыонного отбора проб почвы (4, 6 – в зоне аккумуляции, 5, 7-9 – в тальвеге); номера 5 и 9 приурочены к устьям ложбин мезомасштаба, темные понижения – ложбины микромасштаба. Снимок © Google Earth.

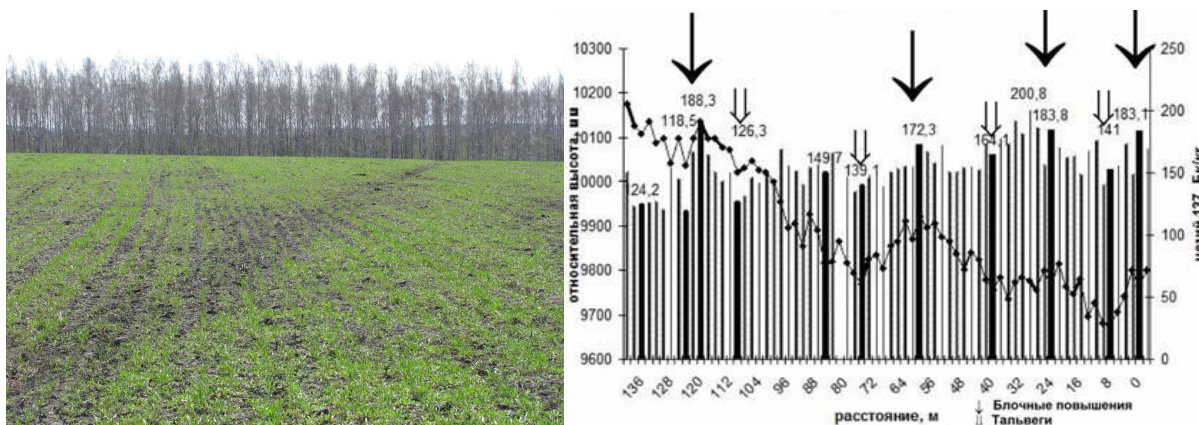


Рис. 2. Весна 2015 г. Слева – ручей, пересекающий борозды распахки. Справа на диаграмме - активность цезия-137 вдоль профиля в области водораздела склона южной экспозиции. Чёрные стрелки указывают на положение блочных повышений, где активность изменяется от 172,3 до 200,8 Бк/кг. За опорное принято значение 180 Бк/кг.

Исследователи (Бобровицкая, 1995; Еременко, 2009 и др.) считают, что причина прямолинейности ручьев – в совпадении их с бороздами. Во всяком случае, по мнению ряда авторов, начало ручьям дают так называемые развальные борозды. То есть эрозионные процессы на распахиваемых склонах, трансформировавшись в свою «природно-антропогенную модификацию, с особой формой пространственной организации» (Голосов, 2015), составляют сложно устроенную эрозионную сеть. Не останавливаясь на обсуждении причин возникновения современных ручьев, действующих в период талого и ливневого стока, отметим, что при количественной оценке смыва почвы необходимо учитывать, как микроложбины (потяжины), так и современные ручьи.

Работы авторов статьи (Трофимец, Паниди и др., 2012-2015) подтвердили выводы исследователей, применявших в изучении эрозионных процессов радиоцезиевый метод (Голосов, 2006), его эффективность. Авторы также обратили внимание, что в условиях распространения полигонально-блочного микрорельефа (Алифанов и др., 2010) при назначении опорных площадок (для установления опорного значения запаса цезия-137, которое используется при определении смыва почвы радиоцезиевым методом) необходимо учитывать микрорельеф этих площадок. Рельеф водораздельных пространств на экспериментальном участке (в бассейне верхней Оки) осложнен проявлениями полигонально-блочных форм палеокриогенного происхождения (Величко и др., 1987). Размеры блоков достигают 15-25 м, межблочных понижений - в пределах 8-15 м.

На рис. 2 показан профиль распределения активности цезия-137 в зависимости от микрорельефа на водораздельной поверхности. Из приведенных на диаграмме данных следует, что для расчета опорного значения цезия-137 необходимо принимать значения активности цезия-137 на блочных повышениях, где «смытая часть» почвенного профиля невелика (а не в микропонижениях, где при попадании точки отбора проб в тальвег активность цезия-137 существенно снижается). В подтверждение сказанному, на рис. 3 и 4 приведены диаграммы распределения активности цезия-137 по глубине на блочном повышении, в тальвеге микропонижения и в тальвеге ручья.

Диаграмма на рис. 4 показывает распределение цезия-137 в тальвеге микропонижения на водораздельной поверхности. Активность цезия-137 в пахотном горизонте – 105,1 Бк/кг, что свидетельствует о смытой почве. Похожая ситуация отмечается в тальвеге современного ручья, действующего в период талого и дождевого стока. Ручей на карте не выражен, тальвег ручья хорошо различим на местности. Активность цезия-137 в пахотном горизонте – 56,7 Бк/кг, что соответствует смыву почвы 54,8 т/га в год (точка отбора пробы почвы по глубине в тальвеге ручья, действующего в период талого и ливневого стока, – 244155 на рис. 4). Заметно сходство профилей распределения активности цезия-137 по глубине в тальвеге

ручья и в микропонижении на водораздельной поверхности, при существенно большем смыве почвы в тальвеге ручья. В зоне блочного повышения (точка 15416.3 на рис. 3) активность цезия-137 – 176,1 Бк/кг. Это свидетельствует о небольшой величине смыва почвы, что естественно, так как при формировании ручья в области блочного повышения энергии потока еще недостаточно для интенсивной эрозионной работы.

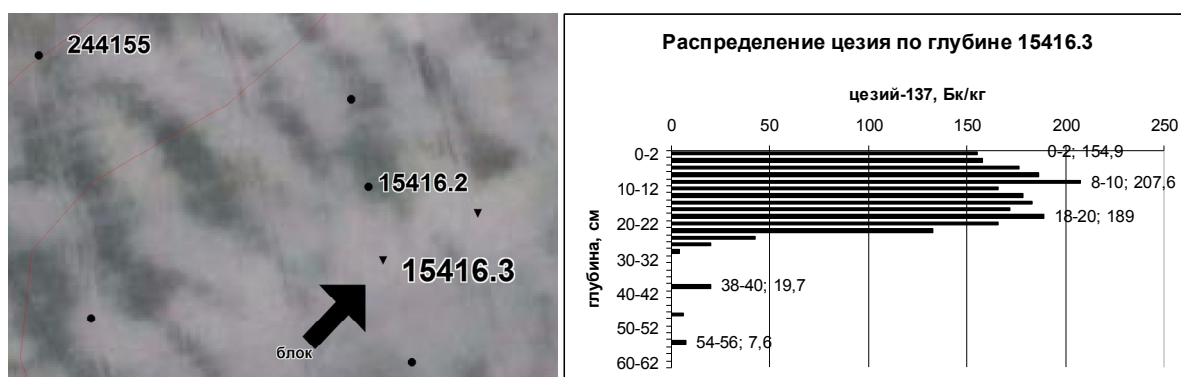


Рис. 3. Слева – фрагмент космического снимка: блочные повышения на водораздельной поверхности (светлые пятна); 15416.3, 15416.2 и 244155 – точки послойного отбора проб почвы (соответственно, в пределах блока, в тальвеге микропонижения и в тальвеге современного ручья). Справа – распределение цезия-137 по глубине в пределах блочного повышения (точка отбора пробы 15416.3). Снимок © Google Earth.

Таким образом, становится ясно, что вариабельность активности цезия-137 на водораздельной поверхности (вариабельность рекомендуют учитывать для статистически достоверного определения опорного значения запаса цезия-137) в нашем случае связана с попаданием точек отбора проб в область блочных повышений или в межблочные понижения. Авторы статьи считают, что принятие в качестве опорного значения активности цезия-137 (запаса цезия-137) в области блочных повышений снизит вариабельность до минимума. К тому же в этом случае мы будем «работать» со статистически однородной выборкой. В случае, приведенном на рис. 2, опорное значение активности цезия-137 должно рассчитываться по значениям активности цезия-137 (или запаса цезия-137), приуроченным к блочным повышениям (на рис. 2 они обозначены черными тонкими стрелками). Расчеты с учетом значений активности цезия-137 в области блочных повышений позволили установить опорное значение активности цезия-137 – 180 Бк/кг. Запас цезия-137 в пахотном горизонте при этом значении активности цезия-137 равен 44 кБк/м². Это значение соответствует значениям запаса цезия-137 в Атласе радиоактивного загрязнения европейской части России, Белоруссии и Украины (1998).

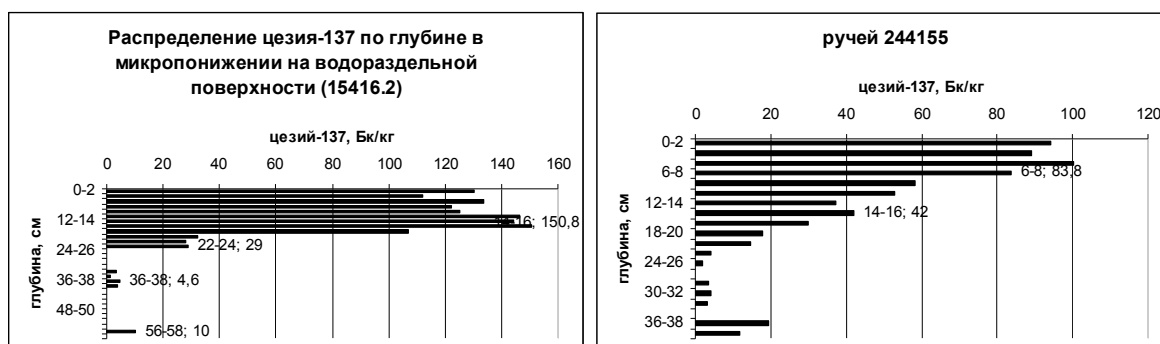


Рис. 4. Слева - распределение активности цезия-137 по глубине в микропонижении на водораздельной поверхности (точка отбора пробы 15416.2). Справа – распределение активности цезия-137 в тальвеге современного ручья, действующего в период талого и ливневого стока (точка отбора пробы 244155).

Выявленная закономерность (снижение активности цезия-137 в тальвегах межблочных понижений вследствие смыва) позволила сделать еще один важный вывод о принципиальной возможности идентификации структурных линий рельефа радиоцезиевым методом, что свидетельствуют о возможном расширении сферы применения радиоцезиевого метода при изучении микроформ рельефа.

Результаты исследований на экспериментальном полигоне в бассейне реки Сухая Орлица позволили дать оценку эрозионной активности ложбин от мезо- до микромасштаба, и сравнить ее с эрозионной активностью ручьев, действующих в период талого и ливневого стока.

Получены следующие данные об эрозионной активности микро- и мезоформ рельефа. Интенсивность смыва в зоне сноса для устьевых участков микроложбин площадью около 30000 м² и глубиной до 1 м составила 27,4 т/га год для склона южной экспозиции и 8,3 т/га в год для склона северной экспозиции. Для более глубоких микроложбин площадью около 50000 м² и глубиной до 2,5 м на склоне южной экспозиции интенсивность смыва на устьевом участке увеличивается до 34,2 т/га год.

Для ложбины мезомасштаба (точка отбора пробы № 5 на рис. 1) в месте впадения ложбины в балку, интенсивность намыва почвы в тальвеге, в зоне аккумуляции (в зоне отрицательной профильной кривизны), оценена в 44,4 т/га год. Интенсивность доставки наносов в эту точку учтенными в эксперименте ложбинами со склонов южной и северной экспозиций (точки отбора проб ниже устьев, соответственно, № 4 и 6) оценена в 42,5 т/га год (34,2 т/га год и 8,3 т/га год). Очевидно, что практически весь вынесенный по ложбинам почвенный материал отложился в днище ложбины-истока балки. По данным послойного отбора проб почвы по глубине на южном склоне этой ложбины в зоне аккумуляции (точка № 4) установлено, что объем аккумулярованных наносов составил 96,6 т/га год. Поскольку вынос почвы по ложбине со склона южной экспозиции составил 34,2 т/га год, можно утверждать, что часть наносов была доставлена к точке № 4 неучтенными в эксперименте микроложбинами и ручейковой сетью, действующей в период талого и ливневого стока.

Для зоны аккумуляции, у основания северного склона ложбины-истока балки (точка № 6 на рис. 1) послойным отбором проб почвы была оценена интенсивность накопления наносов в 37 т/га год (при интенсивности смыва в устье вышерасположенной микроложбины 8,3 т/га год). Таким образом, при интенсивности накопления наносов на склонах ложбины-истока балки в 133,6 т/га год (96,6 т/га год и 37 т/га год) смывается и достигает тальвега ложбины при впадении ее в балку (точка № 5) – 44,4 т/га год (33%). 67% вынесенного почвенного материала остается на склонах ложбины-истока балки. В случае формирования экстремально высокой водности (весной или в период ливневых осадков) аккумулярованный на склонах ложбины-истока балки материал может быть транспортирован в балку и далее в реку Сухую Орлицу.

Для распахиваемой ложбины-истока балки (точка № 9 на рис. 1) получено значение интенсивности смыва почвы в зоне сноса (при впадении в балку) в 77,7 т/га в год.

Экспериментально установленная интенсивность смыва почвы в современных ручьях, действующих в период талого и ливневого стока, оцененная радиоцезиевым методом, показала следующее. Интенсивность смыва почвы в ручьях на склоне южной экспозиции практически оказалась сравнимой со смывом в микроложбинах такой же длины (23-35 т/га год). На склоне северной экспозиции интенсивность эрозионной работы ручьев, действующих в период талого и ливневого стока, выше, чем эрозионная деятельность микроложбин такой же длины. Интенсивность смыва почвы в ручьях на склоне северной экспозиции составила 25-34 т/га год, в микроложбине – 8,3 т/га год.

Вывод. Эрозионное преобразование распахиваемых склонов осуществляется в сложно устроенной эрозионной сети, составными элементами которой на равных выступают как древние ложбины, так и современные ручьи, действующие в период талого и ливневого стока. На топографических картах масштаба 1:10000 ручьи не отображаются, поэтому необходимым условием для корректной оценки эрозионного преобразования склоновых

поверхностей является экспериментальное изучение эрозионных процессов, протекающих во всех звеньях эрозионной сети, включая современную ручейковую сеть, действующую в период талого и ливневого стока.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15-05-07463 А.

Список литературы:

- Атлас радиоактивного загрязнения европейской части России, Белоруссии и Украины. Гл. ред. Ю.А. Израэль. Москва: ИГКЭ Росгидромета, Роскартография, 1998. 144 с.
- Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
- Бобровицкая Н.Н. Водная эрозия на склонах и сток речных наносов. Диссертация в виде научного доклада докт. геогр. наук. Санкт-Петербург, 1995. 58 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Бердников В.В. и др. Палеогеографические предпосылки дифференциации почвенного покрова и развитие эрозионных процессов // Почвоведение. 1987. №10. С. 102-112.
- Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС, 2006. 296 с.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Географический факультет МГУ. 2003. 355 с.
- Еременко Е.А. Ложбинный мезорельеф центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины. Автореферат канд. дисс. Москва, 2009. 24 с.
- Трофимец Л.Н. Паниди Е.А. Методические подходы к применению радиоцезиевого метода при изучении смыва и аккумуляции на пахотных склонах, осложненных ложбинным мезо- и микрорельефом // Проблемы региональной экологии. М.: ООО Издательский дом «Камертон». 2014, № 4. С.147-152.
- Трофимец Л.Н. Паниди Е.А., Иванеха Т.Л. Роль современной ручейковой сети в трансформации рельефа распахиваемых склонов // Ученые записки Орловского государственного университета. Орел: изд-во ФГБОУ «Орловский государственный университет». 2015, № 4(67). С. 447-454.
- Trofimetz L., Panidi E. Study of soil loss quantity on the arable territories using estimations of soil pollutants migration and geomorphometric parameters of the microrelief. SGEM2015 Conference Proceedings, Book 3, Volume 2, 2015, pp. 341-348. doi:10.5593/SGEM2015/B32/S13.046
- Panidi E., Trofimetz L., Sokolova, J. Application of phyto-indication and radiocesium indicative methods for microrelief mapping // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, Volume 34, Issue 1, 16 May 2016, Article number 012024, 6 p. doi:10.1088/1755-1315/34/1/012024

**CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР СИБИРИ**

Л.А.Фролова¹, Л.А.Пестрякова²

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия,

larissa.frolova@kpfu.ru

² Северо-Восточный федеральный университет, Якутск, Россия, lapest@mail.ru

**CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) IN PALAEOENVIRONMENTAL
RESEARCHES OF THERMOKARST LAKES IN SIBERIA**

L.A. Frolova¹, L.A. A.Pestryakova²

¹ Kazan Federal University, Kazan, Russia

² North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russia

В качестве индикаторных групп в палеоэкологических исследованиях на протяжении длительного времени используются диатомовые водоросли, пыльца растений, остатки высшей растительности. С недавнего времени становится все более востребованным использование в палеолимнологии и палеоэкологии в качестве зоологических индикаторов отдельных групп планктонных и бентосных биоиндикаторов (Ostracoda, Cladocera, Chironomidae).

Классические подходы устанавливают взаимосвязь между ископаемыми сообществами животных и условиями окружающей среды на основе наличия отдельных видов индикаторов. Однако существует общепризнанное заключение, сделанное исходя из многочисленных исследований фоссилизированных остатков Cladocera, что экологическая индикаторная ценность отдельных видов Cladocera вероятно невысока (Korhola, Rautio, 2000). С использованием идентификации отдельных видов, мы составляем представление об общей структуре и составе сообществ Cladocera. При интерпретации состава кладоцерных сообществ в озерных отложениях важно знать региональные взаимосвязи между составом сообществ Cladocera и среды их обитания в зависимости от окружающих экологических факторов, которые ответственны за современное распространение, изобилие и частоту встречаемости различных таксонов. Создание калибровочных баз данных, содержащих информацию о современных таксонах Cladocera из поверхностных отложений большого количества озер, распределенных вдоль экологического градиента интересующего нас параметра (e.g., pH, трофность) - это один из лучших и быстрых способов сбора информации о факторах окружающей среды, определяющих состав кладоцерных сообществ в озерах. С каждым образцом из поверхностных донных отложений, накапливается детальная информация, касающаяся озера и его водосборного бассейна. Затем с использованием мультивариативного статистического анализа и специализированного пакета программ выделяются экологические параметры, наиболее значимо влияющие на состав кладоцерных сообществ.

Кладоцеры населяют различные биотопы в озерах, преимущественно встречаясь на границе между пелагической и прибрежной зонами, среди камней, песка, растительности и на мягких грунтах в литоральной зоне. Изменение пропорций между фоссилизированными остатками планктонных и литоральных видов можно использовать как индикатор изменений соотношений между мелководной и пелагической зонами водоема. Увеличение площади литоральной зоны по отношению к пелагической будет отражаться в увеличении представленности литоральных Cladocera, вслед за увеличением площади предпочитаемых ими биотопов. Но нужно осторожно интерпретировать соотношение представленности планктонных и литоральных видов кладоцера в донных отложениях, так как на это соотношение может влиять не только изменение площади водоема и его отдельных зон, но еще целый ряд дополнительных абиотических и биотических факторов.

Отдельные виды Cladocera проявляют предпочтения к определенному виду субстрата, на котором они обитают. Ветвистоусые ракообразные встречаются как в литоральной, так и в пелагической зонах водоема, в последней доминирующее положение занимают представители сем. Daphniidae и Bosminidae, тогда как на литорали доминируют представители сем. Chydoridae. По предпочитаемым биотопам можно выделить фитофильные виды, такие как *Pleuroxus truncatus*, *Syda crystallina*, пелагофильные, как *Bosmina*, бентофильные, как *Rhynchotalona*, *Monospilus*, *Chydorus gibbus* и др. (Мануйлова, 1964). Большинство видов хидорид населяют заросли, где их биомасса во много раз больше биомассы на незаросших прибрежных участках, но есть отдельные виды, предпочитающие незаросшие участки побережья (*Chydorus gibbis*, *Pleuroxus uncinatus*, *Disparalona rostrata*) (Мануйлова, 1964).

Кладоцеры весьма чувствительны к изменениям трофических условий в водоеме, поэтому они используются, чтобы изучить историю эвтрофикации озера, причинами которой могут быть как естественные, так и антропогенные факторы. Индикаторами олиго- и мезотрофных вод являются *Daphnia cristata*, *D. longiremis*, *Alonopsis*, *Limnospira*, *Holopedium*, *Bythotrephes*. С повышением уровня трофности в водоеме отмечены не только снижение видового разнообразия, но и значительные изменения в соотношении видов ветвистоусых рачков. Уменьшение видового разнообразия касается, прежде всего, фитофильных видов семейства Chydoridae. С другой стороны с эвтрофикацией в биоценозах появляются или значительно увеличивают свою численность такие виды, как *Daphnia galeata*, *D. cucullata*, *Ceriodaphnia reticulata*, *Leptodora*, *Chydorus gibbus*, *Leydigia* sp. (Мануйлова, 1964).

В ряде палеолимнологических исследований отмечались изменения в составе сообществ кладоцера вслед за изменениями величины pH в водоеме. Изменение кислотно-щелочной реакции воды в сторону повышения кислотности в водоеме сопровождается изменениями структурно-функциональных взаимодействий в планктонном сообществе, выпадением из состава зоопланктона ацидочувствительных видов, снижением видового богатства, изменениями общих показателей биомассы и численности кладоцера. Снижение видового богатства прослежено в норвежских озерах, подверженных закислению, в которых исчезли ацидо-чувствительные планктонные организмы, такие как *Daphnia longispina*, *Bythotrephes longimanus*, *Leptodora kindtii* и *Bosmina longirostris* (Korhola, Rautio, 2000; Nilssen, Sandoy, 1990).

Несколько предыдущих исследований, так же как и наши данные подтверждают, что глубина водоема - это один из наиболее значимых абиотических факторов, влияющих на состав кладоцерных сообществ (Frey, 1988; Frolova, 2013, 2014). В частности, субфоссильные остатки кладоцер используются палеолимнологами для реконструкции изменений глубины озера (Korhola et.al., 2005). Мелкие озера, как правило, меньше по размерам, однообразны по представленным биотопам и имеют более выраженную литоральную часть, по сравнению с пелагическими и профундальными частями. В целом, по результатам наших исследований ряда термокарстовых озер Якутии было выявлено закономерное увеличение относительной численности литоральных видов в мелководных озерах, в то время как относительная численность пелагических возрастала с глубиной водоемов (Фролова 2009).

Целый ряд исследований свидетельствует о четкой корреляции между основными гидрохимическими показателями (ионный состав, pH, удельная электропроводность) и видовым составом Cladocera. Как правило, следует ожидать снижения разнообразия фауны при быстро меняющихся значениях этих параметров (Korhola, Rautio, 2000). Последние исследования истории озер с использованием кладоцера показали, что при изучении изменений трофического статуса водоема может быть успешно применен изотопный анализ (Rantala et. al., 2016).

Климатические переменные, в первую очередь температурные параметры, называются в числе наиболее значимых факторов, воздействующих на количественные показатели — численность и биомассу зоопланктонных организмов, так и на состав и структуру кладоцерных сообществ зоотанатоценозов по результатам исследований в различных частях мира, включая Россию (Фролова 2014), финскую Лапландию (Sarmaja-Korjonen et al., 2006), Канаду (Sweetman et.al., 2010).

Однако основой для достоверных количественных палеореконструкций с применением индикаторных организмов являются статистические модели, разработанные на основе региональных калибровочных баз данных. За последние десятилетия такие базы данных и модели были разработаны и широко применяются в Северной Европе, позволяя получать реконструкции палеоклимата с высокой степенью точности. Моделей для количественной реконструкции температурных изменений в России с применением Cladocera в качестве палеобиологических индикаторов до последнего времени не существовало. Поэтому в настоящее время остро стоит проблема разработки инновационных статистических моделей для реконструкции палеоэкологических изменений голоцена и позднего плейстоцена российской Арктики, основанных на базах данных субфоссильных Cladocera.

Сотрудниками КФУ совместно с коллегами из СВФУ (Якутск) и Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера (Потсдам, Германия) в 2008-2015 гг. проводили совместные исследования водоемов зоны вечной мерзлоты с целью изучения их современного состояния и реконструкции палеоэкологических и палеоклиматических условий голоцена. Совместные исследования проводились на территории полуострова Ямал, на северном Урале, основная часть экспедиций арктических и субарктических регионов проводилась в Якутии. Изучался бассейн рек Индигирка, Колыма, Хатанга, Лена. На сегодняшний день исследования позволили создать значительную региональную

калибровочную базу данных для дальнейшего создания статистических моделей с помощью метода трансферных функций. База данных включает более 150 озер арктических и субарктических регионов. Выполнен целый ряд реконструкций развития термокарстовых озер, например, для озера 11-СН-12 (бассейн реки Хатанга, Красноярский край), озера 08-КО-21 (бассейн реки Колыма, Якутия), озера Сутуруоха (бассейн реки Индигирка, Якутия) и др.

Следует отметить, что текущая программа по исследованию арктических и субарктических озер включает в себя не только анализ биологических данных, используемых в палеоэкологических и палеоклиматических исследованиях, но и включает в себя контроль за абиотическими (климатологическими, гидрологическими, гидрохимическими) и биотическими факторами (состав фито- и зоопланктона, макро- и мейобентоса, макрофитов, перифитона), а также исследования химии донных отложений. Результаты мониторинга дают новую уникальную информацию о биоразнообразии флоры и фауны исследованных регионов.

Предварительные результаты наших исследований показали, что Cladocera могут считаться надежными индикаторами палеоэкологических и палеоклиматических изменений в силу присущих им черт биологии, и благодаря разработанным в настоящее время статистическим программам, позволяющим с некоторой степенью погрешности реконструировать ряд наиболее значимых экологических факторов. Тем не менее, результаты исследований показывают, что в данной области науки остается еще много нерешенного: необходимо повышение точности таксономического определения фоссилизированных остатков кладоцер, совершенствование методов статистической обработки данных, расширение локальных калибровочных рядов и создание температурных моделей на основе достаточно массивных баз данных.

Таким образом, исследования сообществ ракообразных на основе фоссилизированных остатков донных отложений озер позволяют расширить область применения этой группы организмов в качестве биоиндикаторов, в частности для палеолимологических и палеоэкологических реконструкций, для сравнения региональной лимнологии, с целью более полного освещения теоретических аспектов экологии сообществ в биогеографии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-044426 15-45-05063).

Список литературы

Korhola A., Rautio M. Cladocera and other branchiopod crustaceans / Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 4. Zoological indicators. — Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. — P. 125-165.

L.A. Frolova, L.B. Nazarova, L.A. Pestryakova, U. Herzschuh. Analysis of the effects of climate-dependent factors on the formation of zooplankton communities that inhabit Arctic lakes in the Anabar River basin // Contemporary Problems of Ecology. — 2013. — Volume 6, No 1. — P. 1-11.

Frolova L., Nazarova L., Pestryakova L., Herzschuh U. Subfossil cladoceran remains from sediment in thermokarst lakes in northeastern Siberia, Russia. // Journal of Paleolimnology. — 2014. — Volume 52, Issue 1. — P. 107-119.

Frey D.G. The late-glacial cladoceran fauna of a small lake // Arch. Hydrobiol. — 1958. Vol. 54. — P. 209-275.

Frey D.G. Littoral and offshore communities of diatoms, cladocerans and dipterous larvae, and their interpretation in paleolimnology // J. Paleolimnol. — 1988. Vol. 1. — P. 179-191.

Мануйлова Е.Ф. Ветвистоусые рачки (Cladocera) фауны СССР. — М.-Л.: Изд-во Наука, 1964. — 328 с.

Nilssen J.P., Sandoy S. Recent lake acidification and cladoceran dynamics: surface sediment and core analyses from lakes in Norway, Scotland and Sweden / Palaeolimnology and lake acidification. London: The Royal Society, 1990. — P. 73-83.

Sarmaja-Korjonen K., Nyman M., Kultti S., Valiranta M. Palaeolimnological development of Lake Njargajavri, northern Finnish Lapland, in a changing Holocene climate and environment // J. Paleolimnol. — 2006. Vol. 35. — P. 65-81.

Sweetman J. N., Rühland K. M., Smol J.P. Environmental and spatial factors influencing the distribution of cladocerans in lakes across the central Canadian Arctic treeline region // J. Limnol. — 2010. Vol. 69. — P. 1–12.

Korhola A., Tikkanen M., Weckström J. Quantification of Holocene lake-level changes in Finnish Lapland using a cladocera-lake depth transfer function // J. Paleolimnol. 2005. Vol. 34 — P. 175-190.

Rantala, M., Luoto T. Weckström, J.; Perga, M.; Rautio, M., Nevalainen, L. Climate controls on the Holocene development of a subarctic lake in northern Fennoscandia // Quaternary Science Reviews. — 2015 Vol. 126. — P. 175-185.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВОЙСТВ ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВ В КОРОТКИХ ХРОНОРЯДАХ И ВРЕМЕННОЙ МАСШТАБ ПОЛУЧАЕМЫХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

О.С. Хохлова

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия, olga_004@rambler.ru

SHORT-TERM VARIABILITY OF PROPERTIES OF PALEOSOLS BURIED UNDER EARTH MOUNDS (KURGANS) AND TEMPORAL SCALE OF THE DERIVED PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTIONS

O.S. Khokhlova

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia

При изучении палеопочв, погребенных под земляными археологическими памятниками (курганами) в степной зоне России во второй половине голоцена, анализируются изменения их свойств в хронорядах с целью познания эволюции почв и проведения палеоклиматических реконструкций. Исследования такого рода проведены во всех регионах степной зоны России, получен разнообразный материал, показывающий, как трансформируются те или иные свойства почв с оценкой скоростей изменения их во времени. Казалось бы, столь обширные знания должны позволить изучить эволюцию почв в деталях и провести обобщающие палеоэкологические реконструкции. Но, несмотря на то, что число таких реконструкций велико, существенны и разногласия по вопросам конкретных интервалов тех или иных климатических условий и их смены, синхронизации этих смен в смежных и далеких друг от друга регионах, реакции на них тех или иных свойств почв. По нашему мнению, такое положение сложилось в этой области науки большей частью из-за того, что недостаточно теоретически проработаны проблемы выявления эволюции подкурганных почв, связи свойств почв с биоклиматическими параметрами. Поэтому в данной работе была поставлена задача провести теоретический анализ выявления закономерностей эволюции почв и возможных расхождений в интерпретации получаемых данных при палеопочвенных исследованиях подкурганных хронорядов почв и проведении реконструкций.

Эволюционный анализ любого природного тела, в том числе и почв, не может быть произведен, если его основу не составляет определенная хронологическая шкала (Герасимов, 1983). Поэтому, первоочередным по важности представляется вопрос о временном масштабе выявляемых изменений свойств почв и, соответственно, реконструируемых биоклиматических условий прошлых эпох голоцена. Обычно в работах по археологическому почвоведению рассматривается эволюция почв в масштабе времени от 500 лет до нескольких тысячелетий – периодов голоцена. Временной масштаб такой эволюции и соответствующих климатических колебаний – голоценовый и подразделяется по периодам голоцена. Также много работ посвящено эволюции почв в масштабе от века до нескольких веков (от 100 до 500 лет), так называемой вековой эволюции. Например, археологам в результате углубленного изучения своих материалов удалось разделить раннежелезный век (РЖВ) на

отрезки времени с шагом 100-200 лет, а почвоведом прослежена эволюция почв в РЖВ в указанном масштабе времени. И, наконец, нами предлагается подход, когда почвы, погребенные под курганами одной и той же археологической культуры, изучаются как короткий хронологический ряд, охватывающий от 25 до 200 лет с шагом 25-50 лет. При этом мы исходим из соображения, что в больших могильниках курганы, сооруженные представителями одной культуры, не могли возникнуть одновременно, а их появление было распределено по времени существования этой культуры. Например, могильник Покровка 10 в Оренбургской области, в котором насчитывалось около 100 курганов, был сооружен представителями позднесарматской культуры. Позднесарматская культура длилась в Южном Приуралье около 150 лет, начиная со второй половины II до конца III вв. н.э., поэтому можно было выстраивать палеопочвы, погребенные под курганами в этом могильнике, в короткий хронологический ряд. Предлагаемый подход стало возможным реализовать, во-первых, благодаря последним достижениям в археологической науке, когда после кропотливой работы с вещевым материалом, найденным в погребениях той или иной культуры, удается выявить обособленные временные этапы в развитии этой культуры (например, этапы развития раннесарматской культуры – Пшеничнюк, 1983; Скрипкин, 1990; позднесарматской – Малашев и др., 2001; ямной – Morgunova et al., 2013; срубной – Купцова, 2016). Во-вторых, вследствие развития палеопочвенного метода при исследовании почв, погребенных под археологическими памятниками, понимания закономерностей их преобразований при определенных изменениях условий внешней среды.

Определение временного масштаба выявляемой эволюции почв важно для установления масштаба реконструируемых климатических изменений и их амплитуды. Как известно, климат – ритмический природный фактор. Выделяются циклы колебаний климатических показателей (например, увлажненности) различной длительности – 11-, 22-35- 90-летние и более длительные, амплитуда колебаний климата даже сходных по длительности циклов различается. Если выделяются климатические колебания различной длительности, теоретически почва может отразить их в своих свойствах и, как показывает наш опыт, отражает. Но каким образом можно отличить по свойствам почвы климатические колебания различной длительности? Ответ на этот вопрос связан с определением скоростей почвенных процессов и характерных времен образования и трансформации почвенных свойств. Если ранее считалось, что формирование профиля почвы и трансформация ее свойств – достаточно медленный процесс, измеряемый в тысячах лет (Ковда, 1973), то постепенно эти взгляды пересматриваются. В археологическом почвоведении накоплен достаточно обширный материал, позволяющий заключить, что почвенные свойства могут меняться и отражать условия, при которых они сформированы, в течение гораздо меньших интервалов времени (Александровский, 2002). В почвенных свойствах с различными характерными временами формирования и трансформации могут быть отражены разномасштабные по времени климатические колебания.

Почвенные свойства с различными характерными временами формирования и трансформации изучаются различными методами исследования. Например, развиваемые в последнее время в археологическом почвоведении микробиологические методы исследования (Демкина и др., 2000, Гранина и др., 2002, Благодатская и др., 2003) позволяют проследить смену микробоценозов в разновозрастных подкурганных почвах. При этом необходимо понимать, что с помощью данного метода изучаются изменения свойств палеопочв с одними из самых «коротких» характерных времен. Поэтому на основании характеристики микробного сообщества палеопочвы определенного хроносреза (т.е., точки на шкале времени) делать вывод об условиях палеосреды периода в несколько сотен лет, по нашему мнению, неправомерно. Но это наиболее наглядный пример, а в целом, как показывает анализ литературы, проблема иерархии скоростей изменчивости тех или иных свойств почв при климатических колебаниях на сегодня далека от решения.

При проведении палеоклиматических реконструкций на основе динамики почвенных свойств в хронологиях априори предполагается, что почвенные свойства в исследуемой

подкурганной почве находятся в равновесии с климатическими условиями, которые они отражают. Но это предположение неочевидно и требует отдельного рассмотрения или доказательства. Вполне возможно, что палеопочва того или иного хроносреза была погребена в момент, когда она еще не успела отразить в полной мере (то есть, во всех своих свойствах) изменившиеся условия среды (слишком мало времени прошло с момента начала изменения этих условий, либо амплитуда изменений была невелика) и находится в переходном – трансформационном состоянии. На основе изучения свойств такой почвы можно прийти к ошибочному мнению о неизменности внешних условий.

В литературе имеются сведения о разновременности реакции различных свойств почв на одни и те же климатические колебания. Например, нередко случаи несовпадения выводов о ландшафтно-климатических особенностях той или иной территории в один и тот же интервал времени, реконструируемых на основе палинологических и других (палеопочвенных, археозоологических, геоморфологических, палеонтологических) методов исследования археологических памятников (Волков, Рябогина, 2003), биоморфного и палеопочвенного анализов подкурганных почв (Моргунова и др., 2003). С нашей точки зрения, в ряде случаев выводы об условиях палеосреды, которые делаются на основе применения различных методов, и не должны совпадать, так как различные свойства почв с разной скоростью реагируют на изменения внешних условий. При изучении археологических памятников могут встретиться почвы на любой стадии трансформации, в частности, на такой, когда «быстрые» свойства почв уже отразили смену условий среды, а более «медленные» находятся в процессе изменения или еще и не начинали изменяться.

Также необходимо учитывать, что скорости процессов могут меняться при различной интенсивности или амплитуде климатических колебаний. Например, предлагался к использованию в практике палеопочвенных исследований относительный коэффициент интенсивности временной изменчивости (КИВИ) почвенных параметров, который позволяет сравнивать скорости изменения почвенных свойств различной размерности в различные хроноинтервалы и опосредованно характеризует интенсивность или амплитуду климатических колебаний прошлых эпох (Демкин, Рысков, 1996). Этот коэффициент не получил признания и не применялся практически в дальнейшем даже самими авторами. В качестве ограничения для применения этого коэффициента можно рассматривать значительные временные разрывы между точками наблюдения. За рассмотренные в указанной работе (стр. 26) интервалы в 500-1000 лет (до 1700 лет) изучаемые параметры, например, мощность гумусового горизонта, глубина залегания солевых горизонтов, морфология карбонатных аккумуляций могли меняться неоднократно и в разных направлениях, что было показано в дальнейшем при изучении более дробных хронорядов почв многими авторами. Но сама идея подсчета такого коэффициента, если добавить в нее понимание предела времени, за которое может отвечать тот или иной признак или свойство почвы, представляется весьма перспективной.

Для приближения к пониманию временного разрешения того или иного почвенного свойства или признака для палеоклиматических реконструкций можно пока лишь высказать некоторые предположения. Вероятно, набор морфологических и физико-химических свойств почв, который обычно рассматривается в практике палеопочвенных исследований подкурганных почв, а именно показатели гумусного и солевого (легкорастворимые соли, гипс, карбонаты) состояния почв степной зоны, магнитная восприимчивость – это свойства, на основании изменения которых можно судить лишь о динамике почв (масштаб времени менее 500 лет, а точнее – не более 100-200 лет, а отдельные свойства – могут измениться еще быстрее) и соответствующих по временному масштабу климатических колебаниях. И крайне ограниченный набор признаков, к ним, прежде всего, относятся показатели минералогического состава крупно- и тонкодисперсных фракций почв, можно рассматривать как показатели эволюции почв за тысячи лет, но крайне малочисленны работы по изучению этих показателей.

При этом, говоря о динамике и эволюции почв, мы следовали теоретическим разработкам географов о временной организованности геосистем (Временная..., 1988; Геосистема..., 1991), составной частью которых являются и почвы. Эволюцией системы не считаются изменения ее характеристик (в нашем случае – свойств почв) в масштабе времени менее 500-600 лет. Такие изменения называются динамикой системы или изменениями ее в процессе саморазвития. Напомним, что под саморазвитием понимаются изменения почв при относительно стабильных, слабоизменяющихся внешних условиях или факторах почвообразования. Если не рассматривать противоречивость понятия «слабоизменяющиеся факторы почвообразования» (непонятны критерии разделения факторов на слабо- и сильноизменяющиеся), то к различению динамики и эволюции почв можно подойти через рассмотрение свойств почв: при эволюции почвы изменения ее свойств необратимы, при динамике – обратимы во многих случаях. Именно с обратимыми в большинстве случаев изменениями свойств почв мы имеем дело при рассмотрении показателей гумусного и солевого состояния степных почв, магнитной восприимчивости и признаков солонцеватости, а, следовательно, с динамикой этих почв во времени. Например, в минералогическом составе тонкодисперсных фракций почв отмечаются необратимые изменения – накопление тонкодисперсного кварца в верхних горизонтах каштановых почв и солонцов Заволжья (Алексеева и др., 2004), и при рассмотрении такого рода изменений можно говорить об эволюции почв. Вычленение понятий динамики и эволюции почв степной зоны в рассматриваемом интервале голоцена могло бы позволить определиться и с временным масштабом реконструируемых климатических колебаний. Но общепринятым в почвоведении в отношении изменений свойств почв в голоцене любого временного масштаба является термин «эволюция», и поэтому важно при использовании этого термина указывать временной масштаб выявляемых изменений.

Рассуждая о возможности палеоклиматических реконструкций на основе изучения изменений свойств почв во времени, необходимо все свойства степных почв, например черноземов, разделить на «аридные» и «гумидные» в том смысле, что какие-то из этих признаков, например, языковатая нижняя граница гумусового горизонта, признаки солонцеватости – увеличение содержания обменного натрия в ППК, увеличение содержания карбонатов и четкая морфологическая выраженность карбонатных новообразований связываются с аридным климатом. Условно их можно назвать аридными признаками. Тогда как признаки рассоления, рассолонцевания, высокой биологической активности и гумусоаккумуляции, опускание верхней границы карбонатов и др. указывают на гумидный климат (гумидные признаки).

Установлено, что степные черноземы в хронорядях неоднократно за вторую половину голоцена переходили из подтипа в подтип, а в пограничных степь-лесостепь регионах черноземы трансформировались в другой тип - серые лесные почвы и обратно (Иванов, 1992; Демкин, 1997; Александровский, 2002; Чендев, 2008 и мн. др.). Это означает, что при смене климата в степной зоне, например, в аридном направлении, почвы эволюционируют в сторону усиления аридных свойств, а при противоположном направлении – в сторону усиления гумидных свойств. Но как реально происходили эти неоднократные трансформации? Можно предположить, что какие-то свойства почвы должны каждый раз изменяться (если почва отражает изменения климата), а результаты действия других процессов, вероятно, могут накапливаться и оставаться в виде реликтовых признаков, поскольку почва развивается во времени (временной и климатический факторы эволюции). Например, в морфологическом облике гумусового профиля черноземов заметный рост мощности гумусового горизонта на переходе от атлантического периода голоцена к суббореальному (5000-4500 лет назад) расценивается как свидетельство перехода от аридных к гумидным климатическим условиям в масштабе времени, исчисляемом периодами голоцена. Но в дальнейшем мощность гумусового горизонта практически не изменяется, поскольку этот признак достиг квазиравновесного состояния с теми условиями среды, которые существовали во второй половине голоцена, зато меняется характер нижней

границы этого горизонта (языковатая, волнистая, ровная), состав гумуса как отражение неоднократных колебаний климата в суббореальном и субатлантическом периодах голоцена (вековая динамика). То же самое можно сказать и о запасах карбонатов в двухметровой толще черноземного профиля, которые, по свидетельству уже очень многих авторов, не претерпевают существенных изменений во второй половине голоцена (квазиравновесное состояние с условиями среды). Но неоднократные изменения запасов карбонатов фиксируются в верхнем полуметре (иногда – метре) профиля черноземов, а также в морфологии карбонатных аккумуляций (вековая и внутривековая динамика).

При исследовании почвенного хроноряда очень важно понять, в каком направлении эволюционирует та или иная почва (в сторону усиления аридных или гумидных свойств). Ведь если почва находится в переходном, трансформационном состоянии, то ее свойства могут быть сходными при разных направлениях эволюции. Это необходимо учитывать при палеоклиматических реконструкциях, но практически – не учитывается, а если учитывается, то исследователи скорее действуют интуитивно, теоретически вопрос о направлении эволюции почв в литературе не обсуждался. Если предполагать, что гумидные и аридные этапы при смене климата в рассматриваемый отрезок голоцена в степной зоне чередуются во времени, необходимо ответить и на вопрос, в какой последовательности будут трансформироваться признаки почв. Например, при смене аридных условий гумидными, сначала исчезают аридные признаки, а потом появляются гумидные, процессы трансформации разнонаправленных признаков происходят одновременно, либо сначала проявляются гумидные, потом исчезают аридные? В некоторых своих работах мы пытались ответить на эти вопросы, поэтому представляется, что в каждом отдельно взятом хроноряду почв ответы необходимо будет искать всякий раз заново с учетом всех факторов, определяющих эволюцию почв.

И, наконец, в литературе можно найти два подхода к решению проблемы установления связи между изменениями конкретных свойств почв с биоклиматическими параметрами. Первый, наиболее часто используемый, состоит в выявлении динамики набора почвенных свойств, проявляющейся в подтиповой (или типовой) изменчивости почв во времени, и на основе принципа актуализма, когда известны современные условия, при которых формируется тот или иной тип (подтип) почвы, высказывается предположение о соответствующих климатических условиях в прошлом. Но в эволюционных рядах палеопочв, погребенных под археологическими памятниками, далеко не всегда удается выявить их точное соответствие той или иной номенклатурной единице не только типового – подтипового уровня, но и более низкого ранга – рода, вида, а различия свойств сравниваемых почв, тем не менее, фиксируются. Это замечание, в особенности, касается случаев, когда выявляются изменения почв короткого временного масштаба. И второй подход к выявлению связей между климатическими показателями и некоторыми почвенными свойствами на основе регрессионных зависимостей, полученных в современных почвах, был предложен недавно (Песочина, 2003 и др.).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-17-10280

Список литературы:

Александровский А.Л. Развитие почв Восточной Европы в голоцене // Автореферат дис. ... докт. географ. наук. 2002. М. 48с.

Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Хайнос М., Соколова З. Эволюция минералогического состава солонцов в позднем голоцене // Почвы – национальное достояние России: Материалы IV съезда Докучаевского общества почвоведов: В 2-х кн. Новосибирск: Наука-Центр. 2004. Кн.2. С. 587.

Благодатская Е.В., Хохлова О.С., Андерсон Т.-Х., Благодатский С.А. Пул экстрагируемой микробной ДНК и микробиологическая активность палеопочв Южного Приуралья // Микробиология, 2003. Т. 72. №6. С. 847-853.

Волков Е.Н., Рябогина Н.Е. К методике реконструкций природной среды голоцена на материалах археологических памятников (на примере Тюменского Притобоя) // Экология древних и современных обществ. Докл. конф. Вып. 2. Тюмень: Изд-во ИПОС СО РАН, 2003. С. 15-17.

- Временная организованность геосистем. М.: Институт географии АН СССР, 1988. 284 с.
- Геосистема во времени /Ред. А.М.Грин, Н.Н. Клюев, Л.И.Мухина. М.: ИГАН СССР, 1991. 333 с.
- Герасимов И.П. Система фундаментальных генетических понятий, которую следует включить в содержание современного докучаевского почвоведения (к 100-летию «Русского чернозема») // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 4. С. 5-16.
- Гранина Н.И., Вашукевич Н.В., Макарова А.М. Структура микробных сообществ погребенных под курганами почв средневековья (на примере могильника Ташара, Западная Сибирь) // Материалы Межд. науч. конф. / Под ред. Л.И. Герасько. Томск: Томский гос. ун-т, 2002. С. 241-245.
- Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении истории природы и общества // Пушино, 1997. 212 с.
- Демкин В.А., Рысков Я.Г. Почвы и природа сухих степей Южного Урала в эпохи бронзы и раннего железа (II тыс. до н.э. - I тыс. н.э.). // Препринт. Пушино, 1996. 37 с.
- Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А. Микробные сообщества палеопочв археологических памятников пустынно-степной зоны // Почвоведение. 2000. №9. С. 1117-1126.
- Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене.// М.:Наука,1992. 144 с.
- Иванов И.В., Луковская Т.С. Динамика природных условий, почвообразование и взаимодействие природы и общества в степях Евразии, некоторые вопросы палеогеографии голоцена // Экология и почвы. Избранные лекции I-VII Всероссийских школ. Пушино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 283-302.
- Ковда В.А. Основы учения о почве. М.: Наука, 1973. Кн.1. 447 с., Кн.2. 468 с.
- Малашев В.Ю., Маслов В.Е., Яблонский Л.Т. Исследования погребальных памятников в Южном Приуралье (Южное Приуралье, 2000 г.) // Вестник РГНФ. 2001. №3. С. 181-190.
- Моргунова Н.Л., Гольева А.А., Краева Л.А., Мещеряков Д.В., Турецкий М.А., Халяпин М.В., Хохлова О.С. Шумаевские курганы. Оренбург, 2003. 391 с.
- Песочина Л.С. Закономерности изменчивости почв и природных условий Приазовья за историческое время // Проблемы эволюции почв. Материалы IV Всероссийской конференции. Пушино: Объединенное научно-техническое издательство ПНЦ РАН, 2003. С. 145-151.
- Пшеничнюк А.Х. Культура ранних кочевников Южного Урала. М., 1983. 365 с.
- Скрипкин А.С. Азиатская Сарматия. Саратов, 1990. 267 с.

**ПРИБРЕЖНЫЕ ПОЧВЫ И ПОЧВЕННО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ В ВОСТОЧНОМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ В СВЕТЕ
ПРИНЦИПОВ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ**

А.И. Цацкин

Институт археологии, Университет Хайфы, Хайфа 31905, Израиль

**COASTAL SOILS AND PEDO-GEOMORPHIC SEQUENCES IN EASTERN
MEDITERRANEAN IN THE LIGHT OF THE PRINCIPLES OF EVOLUTIONARY
GEOGRAPHY**

A.I. Tsatskin

Zinman Institute of Archaeology, University of Haifa, Haifa 31905, Israel

Surface soils in the SE Mediterranean coast, Israel are surprisingly diverse. The diversity of surface soils and surficial deposits here manifests itself on various geographical scales. In the 1960s pedology focused on soil catena as an elementary unit of soil variability. The works of Dan Yaalon, Joel Dan, and their students established strong variability of coastal soils in toposequences along a hill. In the central coastal plain red sandy loam soils (Hamra, in Israeli classification) on hilltops were found in association with dark-colored clayey Vertisols (Grumusols, in Israeli classification) in toeslopes and troughs between the ridges (Dan et al., 1969; Yaalon, 1971; Singer, 2007). Hamra-Grumusol associations are defined mainly by topography, and form on unconsolidated sandy parent materials. Yaalon and Ganor (1973) showed that in the course of progressive development soils in Israel are enriched with persistent fine dust eolian additions.

Quartz sand, delivered by Eastern Mediterranean current from the Nile delta, accumulates on the inner shelf of northern Sinai and Israel, and is blown inland by the prevailing south-western winds.

Thus extensive dune fields form on the coastal strip, mainly in wadi outlets. The Quaternary glacial and interglacial periods are associated here with Mediterranean sea-level changes, e.g. the sea level of the last glacial maximum dropped by ~120 m, while the present level has been reached ~ 3000 years BP (Sivan et al., 2001). Sea level changes influenced both near-shore and coastal deposition. A prominent geomorphic feature on the coastal plain are elongated ridges of cemented calcareous eolianites, termed kurkar, found both off- and onshore. Initial dune sands, enriched with marine allochems, are believed to consolidate into kurkar in the course of repeated carbonate dissolution/precipitation. The alluvial fans of streams debouching onto the plain are covered by red-colored rhizolithic calcrete. The eolianite ridges at large comprise alternating unconsolidated sands, cemented carbonate-rich eolianites, and paleosols, occasionally with numerous archaeological finds (Ronen and Weinstein-Evron, 2000). The pedostratigraphy of eolianite ridges examined in various exposures and cores shows a varying number of eolianite/hamra cycles, spatially much less consistent than loess/soil cycles of temperate areas. The kurkar/hamra cycles supported by absolute age determinations were proposed to correlate with major Quaternary eustatic sea levels (e.g., Gvirtzman and Wieder, 2001). However, the current pedostratigraphy from the coastal SE Mediterranean archives is yet controversial.

The ideas on pedological evolution of coastal soils were elaborated in the 1980s, prior to the time when absolute dating techniques, primarily optical stimulation luminescence (OSL) dating of quartz grains, became established in Israel (Porat et al., 2005). Danin and Yaalon (1982) observed initial pedogenesis on sands during plant succession in two areas receiving 500 mm and 600 mm of annual rainfall and offered projections that in the first area kurkar may have eventually formed, while in the second area where fines are trapped by vegetation Hamra will have developed over time. The studies showed that pedogenesis starts immediately after the time of sand dune deposition, and follows stages from poorly developed regosol to sandy Hamra to sandy clay loam Hamra to brown Grumusol (Dan, 1983). These pedogenic stages are believed to relate to progressive development of profile in the course of intense leaching and clay migration. Hamra soils that undergo recurrent carbonation develop into polygenic calcareous soils classified as Husmas (Dan et al., 2007). These reconstructions hinge mainly theoretical pedological insights, without considering archaeological, paleogeographical and absolute dating information.

In the past two decades new integrated studies on the development of coastal soil-sedimentary systems along the Israeli coast were initiated. Tsatskin et al. (2013) examined surface soil variability in the Galilee coast north of the Haifa bay on both a local and a more regional, catchment level. The field research was combined with soil micromorphology, magnetic susceptibility, clay mineralogy and OSL. The OSL dating measures the time elapsed since the last exposure of mineral grains to sunlight, i.e. burial age.

Soil catena, near kibbutz Shomrat, consists of well-developed soils which occupy the hilltop (red soil, Hamra, ~ 2 m thick) and middle parts of the gentle slope (Brown calcareous soil, Husmas, ~3 m thick), respectively. Both leached profiles show wide cone-like lower contact ~0.7 m deep with underlying slightly calcareous sand, while consolidated kurkar is at ~ 4 m depth. Thin sections show a poorly developed microstructure, reddish clayey, calcite-free groundmass with granostriated b-fabric. In Husmas, calcitic features appear as micritic depletion hypocoatings around channels and as small nodules ~0.5 mm in size in the groundmass, which sometimes coalesce to form compound calcitic features. At the toeslope of the hill, we found a geogenic layered soil sequence, or a pedo-geomorphic sequence, comprising three stratigraphic layers. These are from top to bottom the brown Vertisol; the transitional zone composed of the remnants of strong red-brown 2.5YR 5/8 clay loam with patches of sandy calcrete; the underlying massive fractured calcrete at the bottom.

The OSL ages of Hamra and Husmas soils on upper and middle hilltop showed dates older than 250 ka, which suggests that the time when sand has ceased to accumulate is likely related to middle Pleistocene, probably its later part. The time period of fine dust accumulation in these soils is unknown. The OSL dates from the pedo-geomorphic sequence at the toeslope showed 15 ± 4 ka in the uppermost Vertisol, while two lower soil layers provided dates of 185 ± 19 and 195 ± 45 ky. Thus, the

time gap between the lower Hamra/Husmas soil sequence and the overlying Vertic soil is unexpectedly large.

Significantly, there is good agreement between the "old" OSL ages of parent material of the studied surface soils and the existence of definitely relict features in the soil profiles. These are 1) calcrete (large cemented calcareous) nodules and 2) the network of tunnel like structures at the lower contact of the leached subsoil with slightly calcareous sand grading to kurkar. The calcrete like concretions shows various morphologies e.g. a) ~2–4 cm in size, elongated and rounded nodules, with a particularly hard core dissected by septarian cracks, stained with brown-red; b) ~1.5–3 cm hard, rounded and brown-stained nodules; c) elongated ~1 cm thick "aged" rhizomorphic nodules. The cemented nodules with septarian voids in thin sections exhibit juxtaposition of calcite crystals to iron and illuviated clay, and are in this way indication of a polygenic nature of soils (Fedoroff et al., 2010). In calcareous soils of the arid areas of Earth, the forms and intensity of secondary carbonate deposition are widely used for assessment of progressive soil developmental stages (Gile et al. (1966). These studies are common in desert and Mediterranean soils (e.g. Brock and Buck, 2009; Badia et al., 2009). Unfortunately, we cannot yet assess the development stage of pedogenic nodules at Shomrat due to the lack of local comparative data.

On a higher, catchment level, in the Galilee coastal plain between the coastline in the W and the low mountainous escarpments in the E, the observations showed that the red surface soils are replaced with dark-colored clayey Vertisols rich with smectite clay even in the uppermost positions of the alluvial plain. Normally, in more southern areas of the coastal plain the Vertisols are associated with the topographic lows while the red Hamra soils occupy hilltops. The soils in the Galilee coast are developed on kurkar measured by OSL to be older than 300 ka (Porat and Ronen, 2002) and hence correlated with kurkar at the base of the surface pedosequences at Shomrat. These Vertisols show a network of tunnel-like structures at the lower contact with the consolidated kurkar. In this case, these structures are probably related to surficial karstic processes facilitated probably in places of more intense carbonate dissolution e.g. around tree roots.

In sum, our studies provide strong evidence of the "antiquity" of the Hamra and Vertisol soils and their derivatives on the pre-Holocene surfaces of the Galilee coastal plain. These surface soils and deposits appear complex palimpsest records of fluctuating environmental conditions during prolonged period of evolution, as found elsewhere (Schaetzl and Anderson, 2005). Their formation and spatio-chronological diversity may be understood in the light of principles of evolutionary geography developed by Andrey A. Velichko. Since the publication of his ground-breaking book, Velichko (1973) advanced the ideas on evolution of the present-day geosphere during the sequence of hierarchically structured Pleistocene climate cycles. Velichko used the term "geographic shell" probably as a more suitable word for geosphere in the Russian language. Together with the devoted team of researchers, Velichko carried out a systematic research of loess-soil sequences in the Russian plain, eventually discovering the links between the late Pleistocene cryogenic structures in loess as traits of cold glacial epochs, and the present-day surface soil patterns (Velichko and Morozova, 2010). These pioneering studies laid out foundations of a new, evolutionary facet of physical geography. Evolutionary geography views its subject matter as both the present-day formative processes of a landscape and the features inherited from earlier periods but yet exerting impact on ecosystem functioning. This paleogeographic inheritance is more widespread in the geosphere than commonly believed. In the course of pedological studies in northern Israel it became eventually clear that the ideas of paleogeographic inheritance in surface soils are relevant even for the landscapes so distant and so different from those where the basics of evolutionary geography were worked out. The inherited and relict soils and soil features seem overlooked thus far in the Mediterranean environment. The insights of evolutionary geography over the "roots" of modern geosphere preserved in soils and surficial deposits from earlier time periods are important because they affect or may affect the processes that function in landscapes to date. The legacy of the Russian school of evolutionary geography likely applies elsewhere on Earth's pedo- and geosphere.

СОВРЕМЕННЫЕ И ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УВЛАЖНЕНИЯ СУББОРЕАЛЬНЫХ РАВНИННЫХ ЛАНДШАФТОВ РОССИИ

Е.А. Черенкова

Институт географии РАН, Москва, Россия, lcherenkova@marketresearch.ru

CURRENT AND EXPECTED CHANGES OF HUMIDITY OF SUBBOREAL LOWLANDS IN RUSSIA

E.A. Cherenkova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Проблема глобального изменения климата приобрела наибольшую актуальность в инструментальный период, и по мере накопления данных пик активности ее обсуждения исследователями из разных стран пришёлся на последние 30 лет. Исследователи все чаще стали обращаться к теме выявления факторов климатической изменчивости, соотношения естественной и антропогенной составляющей изменений, а также к установлению механизмов воздействия компонентов системы дальних связей на природные флуктуации климатических изменений.

Значительную часть России занимает территория максимального как наблюдаемого, так и прогнозируемого потепления (Второй оценочный доклад..., 2014; Груза, Ранькова, 2003), которая представлена суббореальными равнинными ландшафтами. На зональный характер реакции растительности на изменения климата указывают как результаты палеогеографических исследований (Величко, 1992; Величко и др., 2004), так и результаты численного моделирования (например, сценарий развития ландшафтно-зональных систем Волжского бассейна в XXI в. (Коломыц, 2004; Коломыц, 2008).

Анализ динамики годового увлажнения суббореальных ландшафтов России в период 1936-2011 гг. показал, что во второй половине 1930-х годов увлажнение территории было наименьшим за весь период инструментальных наблюдений. Затем повышение увлажнения происходило вплоть до 1990-х годов в западной части суббореальных ландшафтов и примерно на 5 – 10 лет дольше на равнинной территории Предуралья и Зауралья (Золотокрылин, Черенкова, 2013). Авторами была предложена гипотеза, что в начале XXI-го века возможна смена тенденции увлажнения, по крайней мере, в европейской части суббореальных ландшафтов России.

Модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), функционирующие в рамках международного проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project), прогнозируют продолжающееся потепление климата на равнинах России к середине XXI в. (Второй оценочный доклад..., 2014). Результаты анализа модельных осадков обнаруживают региональные особенности направленности изменений. Таким образом, в перспективных оценках регионального климата имеется существенная неопределенность.

Цель данного исследования состоит в том, чтобы определить, сохранились ли выявленные ранее региональные тенденции годового увлажнения суббореальных ландшафтов России в период XX-го – начале XXI-го века (с учетом последних нескольких лет), а также выяснить, насколько возможные изменения увлажнения в первой половине XXI-го века соответствуют современным наблюдаемым тенденциям увлажнения.

Материалы и методика исследования

Исследование проводилось для территории России, ограниченной с севера приблизительно 55° с.ш., с юга – государственной границей страны, с запада - 30° в.д., с востока - 90° в.д. Территория представлена суббореальными ландшафтами, включающими широколиственно-лесную, лесостепную, степную и полупустынную зоны.

Как известно, вычисляемые по данным метеостанций коэффициенты увлажнения (отношение годовой суммы осадков в мм к годовой испаряемости в мм) отличаются друг от друга способами расчета годовой испаряемости. В данной работе испаряемость вычислена по методу К. Торнтвейта (Thornthwaite, 1948):

$$E_{0\text{Торнтвейта}} = 1.6 (10T / D)^a,$$

где $E_{0\text{Торнтвейта}}$ - испаряемость, см мес⁻¹;

T – средняя месячная температура воздуха, °С;

$a = f(I)$, где I - тепловой индекс, учитывающий поправку на широту. Для расчета годовой испаряемости учитываются только месяцы с положительной средней месячной температурой воздуха.

Годовые значения коэффициента увлажнения Торнтвейта (КУТ) получены по формуле:

$$\text{КУТ} = P_{I-XII} / E_0,$$

где P_{I-XII} - годовая сумма осадков (мм), E_0 – суммарная годовая испаряемость по методу Торнтвейта (мм).

Коэффициент увлажнения в период инструментальных измерений 1936-2015 гг. был рассчитан по данным метеорологических наблюдений за среднемесячной температурой воздуха и месячными суммами осадков из климатического архива Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД).

Для анализа возможного изменения увлажнения территории в первой половине XXI века (периоды 2011-2030 гг. и 2041-2060 гг.) были использованы результаты численных экспериментов на климатических моделях общей циркуляции атмосферы и океана международного проекта CMIP5 (http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php). С целью уменьшения систематической ошибки воспроизведения моделями климатических параметров использовались значения в узлах сетки 1 град. x 1 град., полученные путем осреднения результатов расчетов по ансамблю из 31-ой МОЦАО согласно наиболее неблагоприятному сценарию RCP 8.5 (Representative Concentration Pathways) из семейства современных сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему Земли, получивший свое название в соответствии с ожидаемым к 2100 г. уровнем радиационного форсинга (8.5 W/m²) (WCRP Coupled Model..., 2011). Массив данных был предоставлен сотрудниками ГГО им. А.И.Воейкова в рамках работы над текстом «Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации» (Второй оценочный доклад..., 2014). Необходимо отметить, что климатические модели все еще недостаточно хорошо воспроизводит границы зон увлажнения (Черенкова, 2013).

В исследовании использовались четыре района квази-однородных колебаний годового увлажнения, выделенные ранее (Золотокрылин А.Н., Черенкова, 2013). Регионализация выполнена на основе процедуры кластерного анализа методом k-средних.

В результате проведенной регионализации было получено три района на европейской территории России (ЕТР) (1, 2 и 4 районы) и один (3-й район), находящийся на юге Западной Сибири и включающий Алтайский край (рис.1). Временные межгодовые изменения годового коэффициента увлажнения на территории исследования в период 1936-2015 гг. и его возможные изменения в период 2011-2030 гг. и 2041-2060 гг. исследованы по данным, осредненным по четырем районам. Установление тенденций изменения годового увлажнения выполнялось с использованием аппроксимирующих полиномиальных трендов 4-го порядка.

Результаты

Очевидно, что в формировании годового увлажнения важную роль играют его экстремумы и, в особенности, экстремумы вегетационного периода. Экстремальное увлажнение территории, повторяющееся в течение нескольких последовательных лет, способно повлиять на смену направленности увлажнения. Как следует из графика на рис. 2а, выявленная ранее (Золотокрылин, Черенкова, 2013) в центре ЕТР (1-ый район) тенденция уменьшения увлажнения после 1990-х годов, сохранилась в период 1936-2015 гг. Тенденция снижения годового увлажнения в центре ЕТР (рис.2а) во многом обусловлена сильными засухами в сезон вегетации в 2010 г. и 2014 г. В той же публикации во 2-ом и 4-ом районах была выявлена тенденция уменьшения увлажнения, наметившаяся в начале XXI-го века

(рис. 2б и 2г). Снижение увлажнения во втором районе, охватывающим Заволжье и Зауралье, ассоциируется с сильнейшими засухами летом на ЕТР в 2010 г. и на территории Западной Сибири в 2012 г. Засуха 2010 г. в меньшей степени повлияла на формирование годового увлажнения территории четвертого района, поскольку в него входят южные области ЕТР, где летом 2010 г. сильная засуха не наблюдалась (Cherenkova, Kononova, Muratova, 2013). Отметим, что в последние годы годовое увлажнение на территории 2-го и 4-го районов вновь начало возрастать, что свидетельствует о неустойчивости наметившейся тенденции. Особенностью поведения годового увлажнения на юге Западной Сибири (3-й район) является его постепенное увеличение с 1936 г. (рис. 2в). Можно сказать, что здесь тенденция снижения увлажнения является устойчивой, несмотря на то, что она была нарушена обширной засухой, наблюдавшейся в 2012 г. в Западной Сибири.

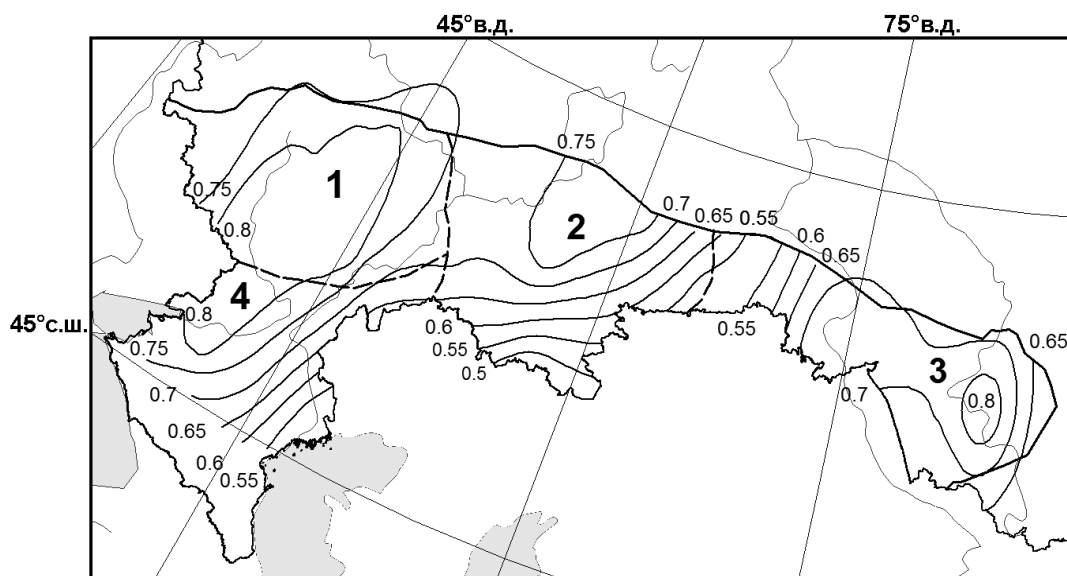


Рис. 1. Границы районов 1, 2, 3, 4 с однородными изменениями коэффициента увлажнения Торнтвейта (КУТ) (пунктирная линия). Сплошными линиями показаны коэффициенты корреляции КУТ с центрами районов.

При оценке возможных изменений увлажнения территории возникает вопрос, насколько реалистично воспроизводятся эти изменения климатическими моделями с учетом существующих тенденций? Визуальный анализ графиков, представленных на рисунках 2а-2г, показал, что ансамблем МОЦАО прогнозируется иссушение территории рассмотренных районов как в ближайшем будущем, так и в более отдалённой перспективе. Результаты сравнения средних значений КУТ в периоды 1936-2015 гг., 2011-2030 гг. и 2041-2060 гг. в выделенных квази-однородных районах с учетом направленности современных изменений годового увлажнения свидетельствует о том, что прогнозируемые ансамблем МОЦАО изменения не везде представляются реалистичными. В первом, третьем и четвертом районе возможные изменения годового увлажнения в период 2011-2030 гг. представляются весьма правдоподобными, поскольку близки к средним значениям за рассмотренный период инструментальных наблюдений (рис. 2а, 2б, 2г). Прогнозируемое уменьшение годового увлажнения в период 2041-2060 гг. выглядит вполне ожидаемо на юге ЕТР (рис. 2г). Однако аналогичные оценки возможных изменений в центре ЕТР и на юге Западной Сибири в тот же период внушают некоторые сомнения, поскольку эти изменения близки к границе диапазона среднеквадратического отклонения. Кроме того, возможное снижение увлажнения в третьем районе к середине XXI-го века противоречит наблюдаемой здесь тенденции увеличения годового увлажнения. Наибольшие сомнения по поводу возможных изменений увлажнения возникают применительно ко второму району, поскольку средние значения годового увлажнения за оба периода XXI-го века по данным ансамбля климатических моделей находятся за рамками коридора среднеквадратического отклонения (рис. 2б).

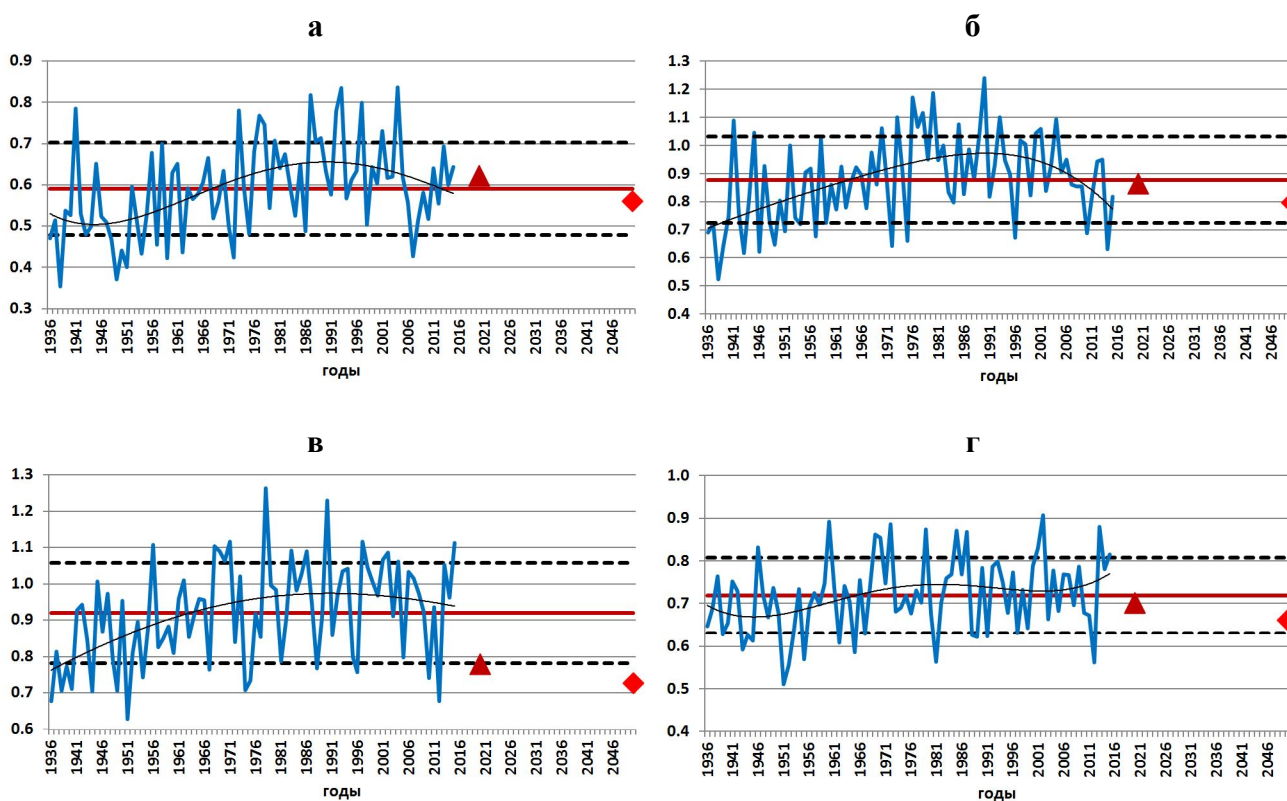


Рис. 2. Изменения КУТ, осредненные по районам квази-однородных колебаний:

а) 1-ому, б) 2-ому, в) 3-ему и г) 4-ому в период 1936-2015 гг. и нелинейные тренды в районах (тонкая черная линия), а также возможные значения КУТ в периоды 2011-2030 гг. (треугольник темно-красного цвета) и 2041-2060 гг. (ромб красного цвета). Сплошной прямой линией и пунктирными линиями отмечены среднее значение и диапазон среднеквадратического отклонения.

Выводы

Анализ результатов изменения годового увлажнения суббореальных равнинных ландшафтов России по инструментальным данным в период 1936-2015 гг. и данным численного моделирования на глобальных климатических моделях в первой половине XXI-го века позволяет сделать следующие выводы. Выявленная ранее в работе (Золотокрылин, Черенкова, 2013) тенденция снижения годового увлажнения в центре ЕТР после 1990-х годов сохранилась в период 1936-2015 гг. В последние годы годовое увлажнение вновь начало возрастать на юге ЕТР, в Заволжье и Зауралье, что свидетельствует о неустойчивости, наметившейся в начале XXI в. тенденции уменьшения увлажнения. Вместе с тем, можно сказать, что на юге Западной Сибири тенденция увеличения увлажнения является устойчивой, несмотря на то, что она была нарушена обширной сильной засухой 2012 г. на территории Западной Сибири.

Сценарный прогноз изменений годового увлажнения равнин России к середине XXI-го века по данным ансамбля МОЦАО можно отнести к аридному типу. Однако прогнозируемые ансамблем МОЦАО изменения увлажнения не везде представляются реалистичными. Прогнозируемое к середине XXI-го века существенное снижение увлажнения на юге Западной Сибири противоречит наблюдаемой здесь на протяжении всего рассмотренного периода XX-го – начала XXI-го века тенденции медленного увеличения годового увлажнения. Выход средних значений годового увлажнения за рамки коридора среднеквадратического отклонения в оба периода XXI-го века по данным ансамбля климатических моделей на территории Заволжья и Зауралья вызывают сомнения по поводу адекватности прогнозируемых изменений.

Исследование проведено в рамках научной темы 0148-2014-0015 «Исследования механизмов изменений климата и их последствий для окружающей среды и социально-экономических процессов в России».

Список литературы:

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М., Государственный научный центр Российской Федерации "Арктический и антарктический научно-исследовательский институт" Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Санкт-Петербург). 2014, 1009 с.

Величко А.А. Зональные и макрорегиональные изменения ландшафтно-климатических условий, вызванные парниковым эффектом // Изв. РАН. Сер. геогр. 1992. №2. С. 83-102.

Величко А.А., Новенко Е.Ю., Зеликсон Э.М., Писарева В.В., Космакова А.В., Беттгер Т.В., Юнге Ф.В. Природные условия Микулинского (Эмского) межледниковья в Центральной и Восточной Европе. Сравнительный анализ // Изв. РАН. Сер. геогр. 2004. №6. С. 41-57.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Колебания и изменения климата на территории России // Изв. РАН. Сер. ФАО. 2003. Т.39. №2. С. 166-185.

Золотокрылин А.Н., Черенкова Е.А. Тенденции увлажнения зернового пояса России в начале XXI века. - Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – М.: ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН». 2013. Том XXV. С. 251-264.

Коломыц Э.Г. Ландшафтно-зональные системы Волжского бассейна в условиях предполагаемого глобального потепления. – Изв. РАН. Сер. геогр. 2004, №3. С. 92-105.

Коломыц Э.Г. Прогноз влияния глобального потепления на биологический круговорот и углеродный баланс лесных экосистем Волжского бассейна. Метеорология и гидрология. 2008. №7. С.38-51.

Черенкова Е.А. Региональные модельные оценки увлажнения засушливых земель России в 2011-2030 гг. - Аридные экосистемы. 2013. Том. 19, №. 4(57). С. 63–67.

Cherenkova E.A., Kononova N.K., Muratova N.R. Summer drought 2010 in the European Russia. Geography, Environment, Sustainability. 2013. 1 (6). Pp. 55-66.

Thornthwaite C.W. An approach toward a rational classification of climate // Geog. Rev., 1948. Vol.38. No.1. P. 55-94.

WCRP Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5. Special Issue of the CLIVAR Exchanges Newsletter. 2011. No. 56. Vol. 15. No. 2.

ВНЕЛЕДНИКОВОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – АНАЛИЗ С ПОЗИЦИЙ КРИОРАЗНООБРАЗИЯ

В.С. Шейнкман^{1,2,3}, В.П. Мельников^{1,2,3}, С.Н. Седов^{1,2}, В.П. Парначев²

¹Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

²Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

³Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия

NONGLACIAL DEVELOPMENT OF THE NORTHERN WEST SIBERIA IN THE PLEISTOCENE – AN ANALYSIS BASED ON CRYODIVERSITY

V.S. Sheynkman^{1,2,3}, V.P. Melnikov^{1,2,3}, S.N. Sedov^{1,2}, V.P. Parnachev²

¹Tyumen' scientific center RAS, Tyumen, Russia

²Tyumen' State University, Tyumen, Russia

³Tyumen' Industrial University, Tyumen, Russia

Полученные в последние годы данные по изучению мерзлотно-гляциальных явлений и их следов ставят новые акценты в представлениях о четвертичных событиях, протекавших на севере Западной Сибири (Шейнкман, Мельников, 2014; Abramowski, Bergau, Seebach et al. 2006). Эти данные кладутся в основу прогностических моделей, позволяют уточнить и скорректировать их, а также дать ответ на остро дискутируемый вопрос о том, какие гляциальные явления и как сосуществовали в рассматриваемом регионе с многолетнемерзлыми породами (ММП). Это важно в свете того, что порой некоторые исследователи полагают (Архипов, 2000; Кузин 2005), что в криохроны квартера весь север Западной Сибири покрывал, занимая область ММП, ледниковый щит, но при этом обычно обходят стороной вопрос о его природе и взаимоотношении с ними. Хотя при

взаимодействии оледенения с криолитозоной остаются ясно распознаваемые следы, анализ которых с позиций криоразнообразия (Abramowski, Bergau, Seebach et al. 2006) дает возможность объективно и всесторонне освещать картину развития всех порожденных холодом явлений. Изучение наиболее репрезентативных из них, несущих отпечаток прошлого, позволило авторам получить для изучаемого региона поле независимых перекрестных данных, что в плане решаемой проблемы крайне ценно.

Базовыми объектами служили окаймляющие север Западной Сибири горные сооружения (рис. 1) и Сибирские Увалы – вытянутая вдоль правобережья Средней Оби гряда. Последняя невысока (абсолютные высоты в основном ниже 200 м), сложена осадочными породами и интересна тем, что в ее строении отражены основные события квартера. Сегодня здесь проходит южная граница островной криолитозоны, в криохроны сюда заходила область сплошной мерзлоты, а сторонники ледникового щита считают гряду его мореной и всю территорию к северу, соответственно, относят к зоне гляциального воздействия.



Рис. 1. Горные сооружения севера Западной Сибири и схема воздействия доминирующих процессов на его территорию в плейстоцене.

Для получения ключевых параметров обстановок прошлого авторами были изучены современные мерзлотные и гляциальные геосистемы и достоверно выявленные следы их эволюционного развития; затем, опираясь на его раскрытые закономерности и анализ с позиций криоразнообразия (Abramowski, Bergau, Seebach et al. 2006) осуществлялось проведение необходимых экстраполяций. А поскольку, в первую очередь, мнение о формировании ледникового щита опиралось на наличие эрратических валунов, нередко встречаемых на севере Западной Сибири, базой экстраполяций стало выявление механизмов и провинций их сноса, а также условий развития, в пределах этих провинций, порожденных холодом явлений.

Подтвердив вывод (Стрелецкая, Гусев и др., 2012), что на изучаемой части бассейна Оби в Приуралье валуны представлены породами с Урала, а восточнее – с гор на правобережье Енисея, ключевые параметры обстановок в этих горах авторы взяли за точку отсчета. Урал и Приенисейские горы невысоки (изредка превышают 1500 м); современные ледники в них тесно связаны с ММП и относятся к малым аazonальным формам оледенения. Фирновая линия на них лежит примерно на 1 км ниже климатической снеговой линии, так как накопление снега здесь идет большей частью за счет его сноса с окружающих склонов:

если бы не этот фактор, ледники, несмотря на холодный климат, сформироваться не смогли бы – из-за недостатка фонового питания. Осадки на обращенных к влагонесущим потокам воздуха западных склонах Урала в предгорьях оценены примерно в 500 мм/год и около 1000 мм/год у водораздела; на восточных склонах и в горах Бырранга и Путораны их существенно меньше: 500–700 мм/год даже в самой высокой части гор. Исходя из падения температуры воздуха в криохроны на континентах в Приполярье на 10–12°C (Mangerud, Gosseb, Matiouchkov et al., 2008), расчет депрессии климатической снеговой границы дает для наших гор цифры 500–600 м (порой до 1000 м), т.е. она лишь сближалась с уровнем современной фирновой линии на ледниках, превращая их из аazonальных в зональные. Но и тогда в область ледосбора могла войти только самая высокая часть гор.

Наш анализ показал, что все ледники в Сибири, включая рассматриваемые, будучи компонентом криолитозоны даже в условиях термохронов (Abramowski, Bergau, Seebach et al. 2006), были и являются холодными и текут медленно. Сегодня скорость быстрее всего смещаемых поверхностных слоев льда даже у крупнейших ледников Сибири составляет от 6–8 до 15–20 м/год (у ложа существенно меньше). Пусть при разрастании в криохроны у них не будет торможения у ложа и таяния у края (что практически нереально) – но и тогда из окружающих Западную Сибирь гор максимально продвинуться по своим долинам ледники могли лишь на 15–20 км за тысячелетие. Это дает около 150 км за криохрон 20-тысячелетнего типичного для квартала климатического цикла (Yamskikh, Yamskikh, Brown, 1999), поскольку часть его приходится на термохрон. Ледники Таймыра в этом случае (см. рис. 1) должны, не выходя на равнину, остановиться вблизи предгорий, а из более близких к ней Урала и Путораны – в предгорьях, осциллируя там, что удостоверяет фиксация нами (подтверждаемая и другими авторами (Большаинов, Антонов, Федоров и др., 2006; Rusakov, Sedov, 2012) морен, выявленных вдоль ледниковых долин. Тем более что в горах Сибири дистальные морены в последние годы разными методами датированы временем начала и середины позднего плейстоцена (Borodin, Markova, Zinoviev et al., 2013; Rusakov, Sedov, 2012; Земцов, 1976).

Тщательное изучение эрратических валунов показало следующее. Они галькой и гравием только спорадически вкраплены в толщу преимущественно песчаного аллювия и фиксируются лишь в верхней части террас, образованных при врезе рек в данную толщу, что хорошо отражено в строении Сибирских Увалов. Из-за включений валунов сторонниками ледникового щита они как раз и принимались за его морену, тем более что при подрезании реками террас валуны вымываются к их подножию и скапливаются на отмелях, создавая порой видимость залегания сплошным покровом. Но наше исследование выявило: Увалы это преимущественно тело преваляющей здесь 30–40-м речной террасы, итог поднятия блока пород вдоль молодых субширотных разломов, хорошо выраженных на космоснимках в виде ограничивающих гряды с севера и с юга линейных элементов. Поверхность террасы ровная, плавно меняющая абсолютную высоту (рис. 2), в основном в пределах 100–140 м, и что характерно – в теле террасы есть палеопочвы, и их датирование позволило определить время появления в ней валунов. По почве под слоем валунов вверху террасы в долине р. Сабун (правый приток р. Вах) получена ^{14}C -датировка 25693–27748 Cal BP (CO AN 7550), фиксирующая конец термохрона MIS-3, а над слоем валунов в долине р. Вах вблизи с. Корлики – разгар этого термохрона: 34740–35440 Cal BP (Beta 410187). Палеопочвы относятся к гидроморфным, холодным, а в песчаных слоях вверху террасы встречаются криотурбации и псевдоморфозы по полигонально-жильному льду (рис. 3) мощностью до 2 м по вертикали и шириной до 1,5 м – индикатор субаэрального осадконакопления при температуре пород около –3°C (Земцов, 1976); все это согласуется с тем, что ранее приповерхностные слои на других участках Средней Оби серий ^{14}C -дат были датированы временем MIS-2 (Kutzbach, Gallimore, Harrison et al. 1998). Значит, слои с валунами, хотя и сформированы в разное время, в большей степени привязаны к термохрону MIS-3, тогда как песчаные приповерхностные слои отражают события криохрона MIS-2, во время которого поверхность террасы, учитывая ее высоту, должна была подниматься со скоростью 2–4 мм в год.



Рис.2. Типичный разрез верхней части тела Сибирских Увалов на междуречье рек Вах и Таз. Фото из архива В.С. Шейнкмана.

В Приуральской части Увалов преобладают обломки пород с Урала; характеризуются они большим возрастным диапазоном происхождения – от протерозоя до мезозоя и большим разнообразием. Преобладают граниты, гранито-гнейсы, амфиболиты, габброиды, хлорит-полевошпатовые сланцы и др. Но восточнее, на правобережье Оби, уже доминируют породы со Средне-Сибирского плоскогорья. В верховьях рек Вах, Таз и Пур превалируют пермско-триасовые базальты, долериты, габбро-долериты, анамезиты, вулканические брекчии и иные породы Сибирской трапповой провинции, прежде всего с плато Путорана (где оледенение невелико – см. выше). Но есть обломки и из расположенных южнее низкогорных районов, где вовсе нет следов ледников. Так в верховьях р. Таз встречены содержащие графит сланцы Курейского месторождения вблизи Туруханска, а также осадочные (различные гравелиты, конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты, органо- и хемогенные известняки) и метаморфические (роговики, сланцы и др.) породы с междуречья Нижней и Подкаменной Тунгуски. Встречены там и интрузивы разного (от протерозоя до мезозоя) возраста с Енисейского кряжа (микроклиновые граниты, сиениты, аплиты, кварцевые порфиры).

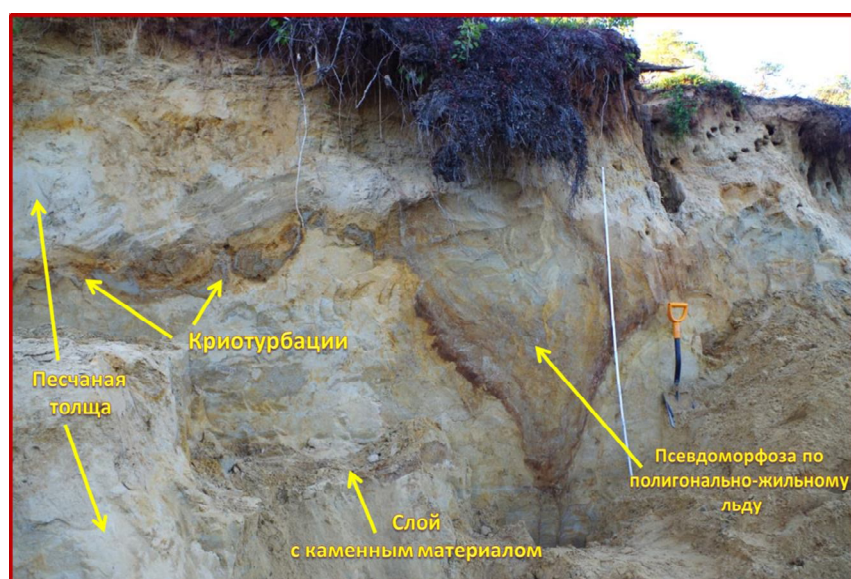


Рис.3. Приповерхностная часть типичного разреза тела Сибирских Увалов на междуречье рек Вах и Таз. Фото из архива В.С. Шейнкмана.

Сделанный в ходе наших исследований на Сибирских Увалах детальный анализ химических элементов по всей толще осадков квартера показал полное отсутствие в ней признаков морского генезиса, что исключает ледово-морской разнос валунов, связанный с трансгрессией океана со стороны Арктики. С другой стороны, не могут они быть мореной или результатом ее перемыва водно-ледниковыми потокам, поскольку и характер моренных отложений, включая перемытые морены, совершенно иной, и лежат – даже дистальные морены спускавшихся с гор ледников – далеко отсюда, только в предгорьях. Вместе с тем, факт, что валуны хорошо промыты, и лишь спорадически вкраплены с галькой и гравием в песчаный аллювий, говорит об их иной водной транспортировке – в ходе типичного для рек Сибири ледово-речного разноса. В долине р. Томь у г. Томска (на участке Лагерного сада) широко распространены, например, валуны и галька, перенесенные с ледоходом на многие сотни километров с Кузнецкого Алатау: окатанные обломки оттуда, как основных пород (афировые, миндалекаменные, плагио- и иные базальты, брекчиевые лавы базальтов), так и гранитоидов (собственно граниты, гранито-гнейсы, гранит-порфиры и иные породы) контрастно выделяются на фоне выходящих здесь у правого берега Томи щеток алевролитопесчанистых сланцев и секущих их долеритовых даек. А поскольку мощные ледоходы и половодья, с подъемом воды порой на десятки метров, в течение всего квартера были характерны на Енисее, валуны с его правобережья вполне могли переноситься тогда с льдинами и в верховья рек Таз, Пур и Вах через невысокий водораздел у Сибирских Увалов. Тем более, что способствовать этому могло и ингрессионное подтопление Енисея, связанное с локальной тектоникой. Вполне по силам ледово-речному разносу и транспортировке валунов с Урала, которые в итоге оказались в долине меридионального отрезка Оби.

В заключение отметим, что анализ с позиций криоразнообразия (Abramowski, Bergau, Seebach et al. 2006) позволяет успешно детализировать ход реконструируемых событий, так как каждый из его элементов в рамках образуемых ими геосистем формируется при строго определенных условиях их организации. Показатели окружающей среды, выявленные на перекрестии таких характеристик весьма информативны. Именно опираясь на них, авторы пришли к выводу, что в квартере на севере Западной Сибири четко отражена ритмика промерзания горных пород, причины для формирования покровного оледенения здесь отсутствовали, а Сибирские Увалы это не морена, а речная терраса – итог сложного саморазвития речной сети, сопровождаемого активными блоковыми дислокациями озерно-аллювиальной толщи.

Работа выполнена при поддержке партнерских проектов ИКЗ СО РАН с Тюменскими Государственным и Индустриальным университетами.

Список литературы:

Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 6. С. 792-799.

Большаинов Д.Ю., Антонов О.М., Федоров Г.Б. и др. Оледенение плато Путорана во время последнего ледникового максимума // Известия РГО, 2007, Том. 139, вып. 4. С. 47-61.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск, 1976, ТГУ. 344 с.

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А. и др. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена - голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28-59.

Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолито-генно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2. С. 3–23

Abramowski U., Bergau A., Seebach D. et al. 2006. Pleistocene glaciations of Central Asia: results from ¹⁰Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan) and the Alay Turkestan range (Kyrgyzstan) // Quaternary Science Reviews, Vol. 25, pp.1080-1096.

Borodin A., Markova E., Zinoviev E. et al., 2013. Quaternary rodent and insect faunas of the Urals and western Siberia: connection between Europe and Asia. Quaternary International 284, pp.132-150

Kutzbach, J., Gallimore R., Harrison, S. et al. 1998. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. Quaternary Science Reviews 17, pp. 473-506.

Mangerud J., Gosseb J., Matiouchkov F. et al. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quaternary Science Reviews. 2008, № 27, pp. 1047–1057.

Rusakov A., Sedov S. 2012. Late Quaternary pedogenesis in periglacial zone of north-eastern Europe near ice margins since MIS 3: timing, processes, and linkages to landscape evolution. Quaternary International 265, pp. 126-141.

Yamskikh, A.F., Yamskikh, A.A., Brown, A.G., 1999. Siberian-type of the Quaternary Flood-Plain Sedimentation: the Example of the Yenisei River // Fluvial Processes and Environmental Change. John Wiley and Sons, pp. 241-252.

РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И РАЗВИТИЕ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Н.А. Шполянская

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет. Москва, Россия,
nellaShpol@yandex.ru

MULTYSCALE CHANGES OF EARTH CLIMATE AND THE DEVELOPMENT OF CRYOSPHERE

N.F. Shpolyanskaya

M.V. Lomonosov MSU, Geography Faculty, Moscow, Russia

Криосфера, как функция климата, формируется в областях устойчивого охлаждения Земли – в полярных и высокогорных районах, и районах с континентальным климатом. Климат и ландшафты на протяжении всей истории Земли неоднократно менялся (Величко-редактор, 1999). Можно выделить *три главные причины* изменения климата: геотектонические, солнечно-земные связи, циркуляция атмосферы.

Среди геотектонических причин главное – это дрейф континентов. Материки периодически ссезжались в крупные суперконтиненты, и разъезжались в виде разрозненных континентов. Из-за необходимости сохранять устойчивое вращение Земли суперконтиненты концентрировались на экваторе, а расколотые континенты у полюсов (Сорохтин и др., 2010). Поэтому климат эпох суперконтинентов всегда был теплым, а раздробленных континентов холодный. 200 млн. лет назад, в мезозое, образовался суперконтинент – Пангея (реконструированный Вегенером), климат Земли был теплым. Затем континенты начали разъезжаться к полюсам. Начиная с 65 млн. л.н. это происходило в кайнозое. Именно с этим связано ухудшение климата в кайнозое. Похолодание резко усилилось в начале плиоцена, когда суша переместилась в области устойчивого охлаждения (рис. 1).

Похолодание усилилось еще двумя локальными процессами: поднятием Фареро-Исландского порога, который изолировал Северный Ледовитый океан от теплого Атлантического океана, и образованием пролива Дрейка, что создало циркумантарктическое течение, изолировавшее Антарктиду от теплого Мирового океана. Кроме того, увеличение общей высоты гор Гималайского пояса преградило приток в северную Азию теплых влажных воздушных масс с Индийского океана, и на территории северной Азии возник антициклональный климат. В этот период в Гренландии, Исландии, на Аляске, в северных Кордильерах появляются ледниковые покровы и горно-долинные ледники (Зубаков, 1990), на Аляске и Северо-Востоке России появляется устойчивая вечная мерзлота (Архангелов и др., 1989). В этот период сформировались главные пространственные закономерности климата Российской Арктики, сохранявшиеся в течение всего плейстоцена – широтная зональность и высотная поясность, определяемые радиационными факторами, и долготная секторность, обусловленная циркуляционными факторами.

Колебательное развитие климата в плейстоцене связано со второй причиной – солнечно-земными связями (Миланкович, 1939; Большаков, 2003). Они проявляются в изменении инсоляции Земли, как из-за меняющегося излучения самого Солнца, так и из-за

меняющегося положения Земли при ее движении вокруг Солнца. В первом случае формируются короткопериодные циклы – «вековые», 11-летние, 30-летние (рис. 2Б). Во втором случае формируются длинные периоды, в десятки и сотни тысяч лет (рис. 2А), связанные с изменением элементов земной орбиты – эксцентриситета (с периодом 92-106 тыс. лет), наклона земной оси к эклиптике (с периодом 41 тыс. лет) и прецессии земной оси (с периодом 19-26 тыс. лет). В рамках этих циклов развивалась криосфера Земли в целом, и криолитозона России в частности, во всем их разнообразии.

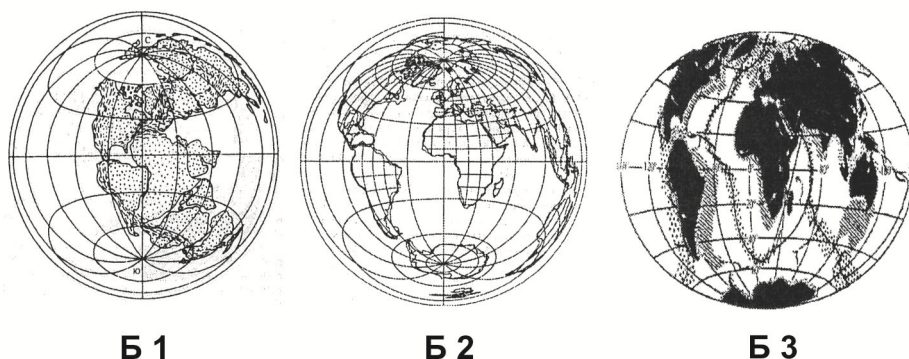
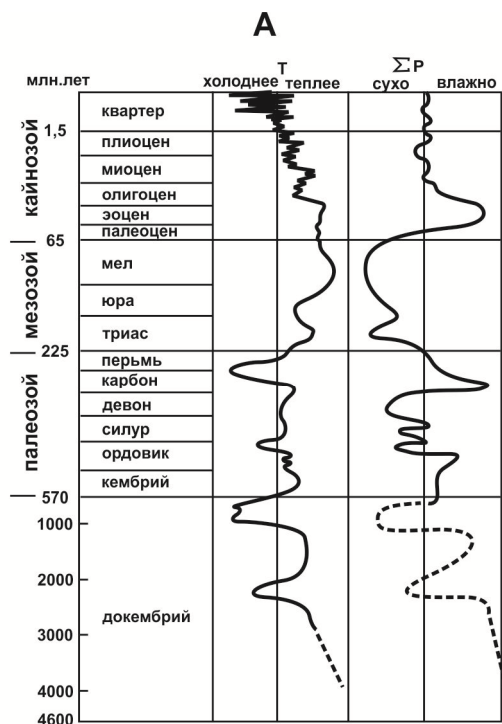


Рис. 1 Изменение климата в кайнозое и дрейф континентов

А. Относительные отклонения температуры (T_{θ}) и атмосферных осадков (Σp) от современных значений в истории Земли по Л. Фрэйксу (Frakes, 1979). Взято из книги В.А. Зубакова (1990).

Б. Движение континентов (Сорохтин и др., 2010): **Б-1** – Пангея А. Вегенера 200 млн. лет назад; **Б-2** – Современное положение континентов; **Б-3** – Прогноз положения континентов на 50 млн. лет вперед (современное положение показано штриховкой, будущее – черной заливкой). Континенты продолжают перемещаться к полярным областям.

Тепловое состояние горных пород формируется путем их теплообмена с атмосферой. Температура воздуха, сохраняющая колебательный временной ход всего спектра периодичности, передается в грунт, где распространяется по особому закону. Температурные колебания в грунте сохраняют те же периоды что и в воздухе, но амплитуда колебаний уменьшается с глубиной и постепенно затухает. Глубина проникновения колебаний температуры (глубина их затухания) тем больше, чем больше период колебаний.

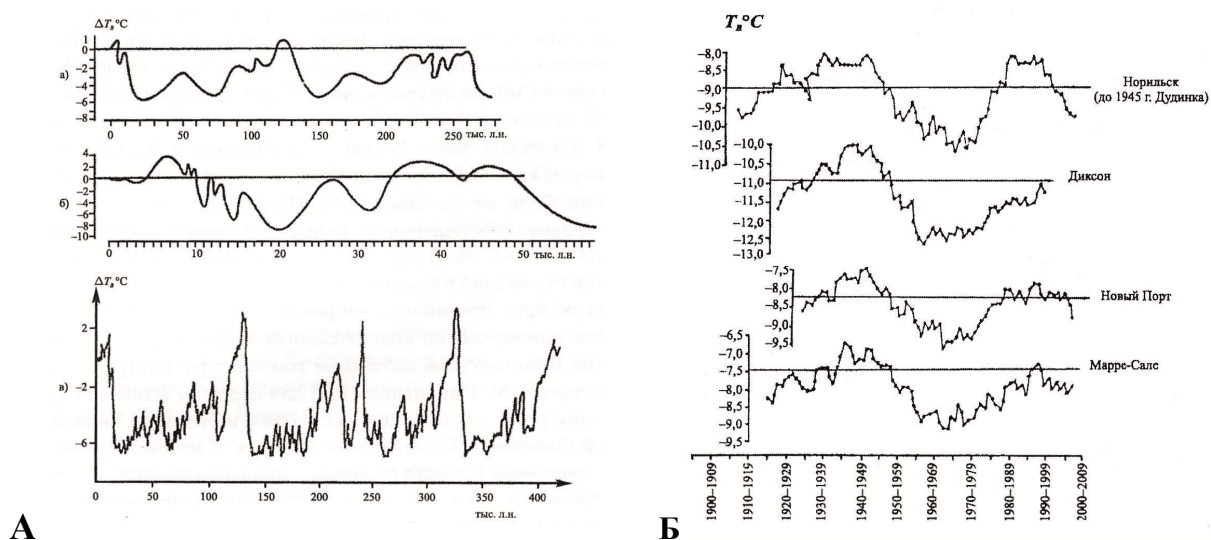


Рис. 2. Разнопериодные колебания климата. А – Отклонения температуры воздуха в прошлом от современных значений: а - средний неоплейстоцен-голоцен, северная Атлантика (Emiliani, 1970) ; б – поздний неоплейстоцен-голоцен, Западная Сибирь (Кинд, 1974); в – средний неоплейстоцен-голоцен, Антарктида, ст. Восток (Котляков, Лориус, 2000). Б – Современный многолетний ход температуры воздуха в рамках векового цикла, по метеостанциям Западной Сибири за период от начала наблюдений до 2008 г (скользящие средние десятилетние). (Шполянская, 2010)

Промерзание горных пород и формирование вечной мерзлоты напрямую связаны с конкретными физико-географическими условиями – основной причиной разнообразия микроклиматов и типов вечной мерзлоты. В этом отношении достаточно рассмотреть Российскую криолитозону, весьма обширную, на территории которой проявились все закономерности – зональность, высотная поясность и долготная секторность, выраженная в изменении континентальности климата.

Территория криолитозоны России делится на возвышенные районы дочетвертичного возраста и на низменные районы четвертичного возраста. Горные породы первых промерзали эпигенетически, будучи уже полностью сформированными. В этом случае сформировавшиеся в породе, преимущественно, текстуробразующие льды палеогеографической информации практически не содержат. Горные породы вторых, аккумулятивных равнин, промерзали сингенетически, при одновременном накоплении и промерзании. В этом случае формировались крупные залежные льды, которые приобретали черты и строение, отражающие конкретные условия времени формирования. Поэтому сингенетические льды содержат в себе палеогеографическую информацию.

Северная Россия представлена двумя крупными разнородными частями – равнинной территорией Западного сектора и горной территорией Восточного сектора. Геологическое развитие каждой из этих частей в плейстоцене проходило по-разному, независимо друг от друга (Шполянская, 2015). Это хорошо видно по характеру мерзлоты и подземных льдов на низменных аккумулятивных равнинах каждого из секторов (рис. 3).

Равнины восточного сектора преимущественно озерно-аллювиальные, и в разрезах всех эпох плейстоцена, и ледниковых и межледниковых, начиная с эоплейстоцена, развиты сингенетические полигонально-жильные льды (Архангелов и др., 1989). Образование таких льдов предваряет морозобойное трещинообразование, возникающее при исключительно высоких температурных градиентах, невозможных под ледником или водоемом. Широкое их распространение указывает на то, что восточный сектор в течение всего плейстоцена развивался в континентальном режиме, и покровного оледенения не было. На восточно-арктическом шельфе развиты реликтовые полигонально-жильные льды, первоначально сформировавшиеся на осушавшемся шельфе в последний ледниковый период (Романовский, Тумской, 2011). Следовательно, шельфового оледенения тоже не было.

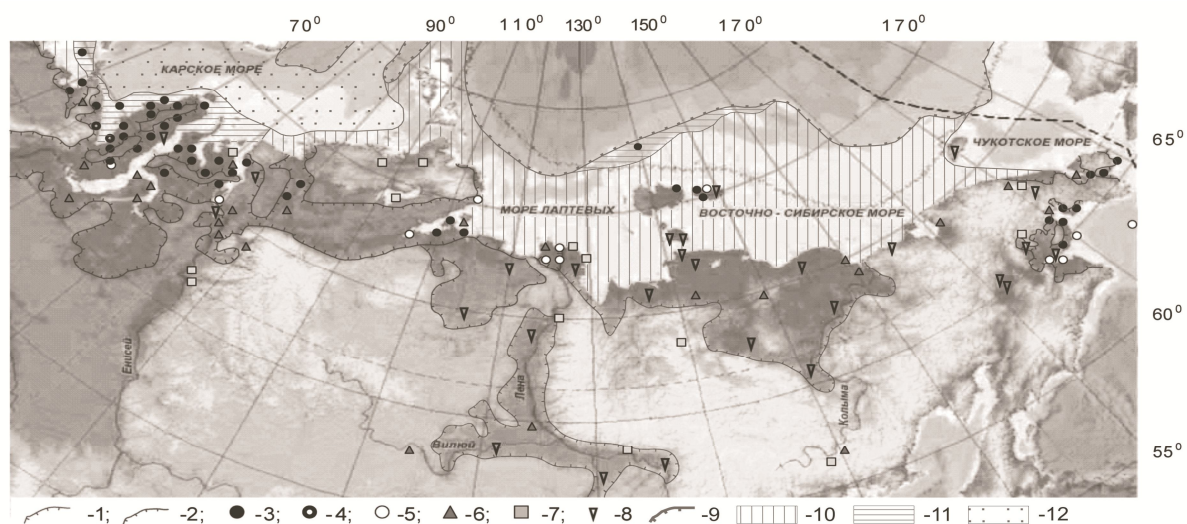


Рис.3. Карта подземных залежных льдов криолитозоны России.

Составлена Н.А. Шполянской и И.Д. Стрелецкой, шельф – с учетом материалов В.А. Соловьева (1981, 1988), Я.В. Неизвестного и В.А. Соловьева (1989), С.И. Рокоса и др. (2009), Бондарева и др. (2001) и добавлениями Н.А. Шполянской.

1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин, 2 – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин. 3-7 – залежи пластовых льдов: 3 – субмаринного генезиса, 4 – смешанного генезиса, 5 – прибрежно-морского генезиса, 6 – инъекционного генезиса, 7 – погребенные (первично наземные). 8 – полигонально-жильные льды. 9 – внешняя граница шельфа. 10-12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой $0 \div -2^\circ\text{C}$ и мощностью до 200 м и более; 11 – современные вновь образующиеся вечномерзлые породы с температурой $0 \div -1,8^\circ\text{C}$ и мощностью до 80-100 м, 12 – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой $0 \div -1,8^\circ\text{C}$ и мощностью не более 80-100 м.

Равнины западного сектора сложены морскими отложениями (исключая верхние континентальные слои поздневалдайской эпохи и голоцена), и в них распространены пластовые льды, большая часть которых, по нашим исследованиям, формировалась непосредственно в субмаринных условиях при сингенетическом промерзании накапливающихся донных осадков (Шполянская, 2015). Эти льды встречаются в отложениях всех эпох плейстоцена, межледниковых и ледниковых (кроме сартанской и голоценовой). На современном Баренцево-Карском шельфе при глубинах более 50 м, сейчас тоже формируются пластовые льды, аналогичные льдам на суше (Бондарев и др., 2001; Рокос и др., 2009). Это подтверждает, что они формировались во время морских трансгрессий на древних шельфах. Следовательно, можно говорить о преобладании в плейстоцене морского режима в развитии западных районов. Континентальный режим был только в сартанскую эпоху, и в отложениях эпохи субмаринные льды отсутствуют, а развиты полигонально-жильные льды. Следовательно, покровного оледенения не было.

Несимметричные колебания уровня океана можно объяснить неравномерными региональными тектоническими процессами, в свою очередь обусловленными своеобразной структурой Арктического бассейна. Дно Арктического океана располагается в рифтовой зоне, на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит (Лаверов и др., 2012). Вследствие этого океан в своей структуре имеет две изолированные и совершенно разнородные океанические впадины: Евразийскую, с океанической корой, замкнутую с востока хребтом Ломоносова, и Амеразийскую с преимущественно континентальной корой. В Западном секторе Арктики под влиянием спрединга в хребте Гаккеля, активного в плейстоцене, происходят периодические изменения объема впадины океана, что и вызывает трансгрессии моря, которые при равнинной территории региона распространяются далеко на юг. Для Восточного сектора Арктики, в условиях более устойчивой континентальной коры, характерны мелкие подвижки, причем лишь в пределах шельфа, поскольку в пределах прилегающей к шельфу суши имеют место восходящие движения горной системы.

Криосфера Земли представлена вечной мерзлотой и ледниковыми покровами. Их соотношение в пространстве связано с третьей причиной изменения климата – циркуляцией атмосферы. Чередовались зональный ее тип с теплым климатом и меридиональный тип с холодным климатом. Для развития ледников нужны осадки. Осадки в северном полушарии связаны с западным переносом с Атлантики, т.е. с зональной циркуляцией. Ледники нарастают в конце межледниковья, когда уже становится холодно, но еще сохраняется зональная циркуляция. Первым начинает расти Скандинавский ледник. По мере своего роста он все больше перехватывает влаги, оставляя восточные районы более сухими. В высокие горы – Урал, Бырранга, Путорана, осадки проникают, но частично обезвоженные, и там растут горно-долинные или горно-сетчатые ледники. В наступивший затем холодный период вступает в силу меридиональный тип циркуляции с Ледовитого Океана. Эти холодные и маловлажные воздушные массы дают мало осадков и ледники нарастают мало. Поэтому ледниковый покров в большой мере замыкается на Скандинавии. В Азиатский север западные воздушные массы не пробиваются, там антициклон. Ледники на большей части гор не растут. Но вертикальная мощность антициклона составляет 1000–1200 м. На большей высоте западный перенос продолжает существовать, поэтому на высоких горах ледники появляются. Верхоянский хребет, хребет Черского имеют высоты более 1500 м. Поэтому там развивается горно-долинное оледенение, на покровное не хватает осадков. Ближе к Чукотке оледенение заметно ослабевает, поскольку горы меньшей высоты, западный перенос ослаблен, а тихоокеанские муссоны мало что приносят.

В результате, площади ледников всегда заметно уступали площадям вечной мерзлоты, которая формировалась и в условиях морского, и в условиях континентального климата.

Можно предложить некоторый прогноз дальнейшего развития криосферы Земли.

Тектоническая деятельность Земли в кайнозое распыливанием континентов вела к похолоданию климата. Дрейф континентов к полюсам продолжается, и развитие современного глобального климата Земли в целом направлено в сторону похолодания.

Солнечно-земные связи обуславливают четкое проявление 40–45–тысячных циклов. Последнее похолодание было 18–20 т.л.н., значит примерно через 40 т.л. после этого (или через 20 т.л. от сегодняшнего времени) должен наступить новый ледниковый период. Пик потепления в рамках этого цикла уже прошел – голоценовый оптимум. Так что современный климат развивается по нисходящей линии. Все колебания климата, которые, конечно, сохраняются, будут проходить при все более низких температурах. Криолитозона и ледники будут нарастать, при постоянном проявлении некоторых осцилляций.

Циркуляция атмосферы проявилась в короткопериодных колебаниях в XX веке. Сменялись эпохи: похолодания начала века с меридиональным типом циркуляции, потепления 30–40-х годов, с зональным типом циркуляции. Продолжительность эпох около 35–40 лет; затем эпоха похолодания 60–80-х годов той же продолжительности, с меридиональным типом циркуляции; и новая современная теплая эпоха снова с зональным типом циркуляции, начавшаяся в середине 80-х годов. Длительность этой эпохи тоже должна быть около 35–40 лет. По-видимому, она должна скоро смениться новой холодной эпохой с меридиональной циркуляцией. На графике уже виден по некоторым метеостанциям перегиб температуры к понижению. Завершение современной теплой климатической эпохи выявляется и из работы Кононовой Н.К. из Института географии. Она проследила для северного полушария временной ход зональной, меридиональной северной и меридиональной южной циркуляций за время от начала инструментальных наблюдений. Она установила, что заметное потепление 90-х годов определила высокая активность меридиональной южной циркуляции. В последнее же время наблюдается спад южного типа циркуляции, и увеличение доли меридиональной северной циркуляции. Это говорит об идущем снижении потепления и близкой смене современной климатической эпохи на более холодную.

Таким образом, все показатели динамики климата ведут в настоящее время к похолоданию, хотя и разного масштаба и периода.

Список литературы:

- Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский криолитологический район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 128–151.
- Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. 256 с.
- Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. тр., Книга 1. Апатиты, Кольский научный центр, 2001. С. 15–19.
- Величко А.А. (ред). Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 223 с.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012, № 2 (6). С. 4–19
- Рокос С.И., Другач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10. С. 38–41
- Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. Т. XV, № 1, 2011. С. 3–14
- Сорохтин О.Г., Чилингар Дж.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли (в серии «Науки о Земле»). М.–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2010. 751 с.
- Шполянская Н.А. Вечная мерзлота и глобальные изменения климата. Москва–Ижевск, АНО Институт компьютерных исследований, 2010. 198 с.
- Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. Москва–Ижевск, АНО Институт компьютерных исследований, 2015. 345 с.

ПОЧВЫ НА МОСКОВСКИХ МОРЕНАХ КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АРХИВ

А.О. Макеев¹, П.Г. Куст², М.П. Лебедева²

¹Факультет Почвоведения МГУ, г. Москва, Россия, makeevao@gmail.com

²Почвенный институт им. В.В. Докучаева, г. Москва, Россия, pavelkust@yandex.ru,
m_verba@gmail.com

SOILS ON MOSCOW GLACIAL TILLS AS A PALEOENVIRONMENTAL RECORD

А.О. Makeev¹, P.G. Kust², M.P. Lebedeva²

¹Soil Science Faculty of MSU, Moscow, Russia

²V.V. Dokuchaev Soil Institute, Moscow, Russia

Морены московского времени (LateSaalian, Warthe, MIS6) достаточно широко распространены на севере Европы (Величко, 1973; Московский ледниковый покров..., 1982; Палеогеография Европы..., 1982; Svendsen et al., 2004; Velichko et al., 2006; Ehlers et al., 2011). На Русской равнине морены практически повсеместно покрывают вершины и склоны холмистых водоразделов (Velichko et al., 2006; Судакова и др., 2008). Моренные суглинки представлены главным образом монолитной массивной основной мореной, многие черты которой определялись послойным отложением мореносодержащего материала в ходе движения ледника (Лаврушин, 1973). На наиболее высоких уровнях рельефа (180 – 250 м н.у.м.) моренные суглинки перекрыты плащом покровных отложений мощностью 3–5 м, который часто спускается до уровня высоких террас. На средневысотных водоразделах (130–180 м н.у.м.) моренные суглинки прикрыты лишь маломощным плащом песчано-супесчаных отложений мощностью 40–50 см, формирующим двучленные почвообразующие породы. Это наиболее древние почвообразующие породы в границах московской стадии оледенения.

На Русской равнине почвы на двучленных отложениях составляют до 20 % почвенного покрова в области московской стадии оледенения. Нами они изучены в широком географическом диапазоне (Московская, Тверская, Ярославская, Архангельская области и республика Коми) в интервале высот от 115 до 185 м н.у.м. Нижняя часть двучленной толщи представлена средне-тяжелосуглинистыми моренными суглинками, которые сверху перекрыты покровным слоем песчано-супесчаных флювиогляциальных отложений мощностью 40 – 70 см и более, как правило с золовой примесью (рис. 2В). Проведенные исследования показывают, что покровный слой сформировался сразу же вслед за отложением основной морены. Основные черты рельефа в области московской стадии оледенения были сформированы в конце среднего плейстоцена под воздействием процессов ледникового морфолитогенеза (Еременко, Панин, 2010). В дальнейшем (в поздне-послемосковское время) рельеф был частично преобразован деятельностью процессов флювиального, склонового и криогенного морфолитогенеза (Антонов и др., 2004). Однако в литературе отмечается высокая устойчивость моренных водоразделов к эрозионным процессам. Заложение долинной сети в общих чертах произошло в позднемосковское время. На водоразделах широко распространены инсеквентные ложбины, не связанные с современным рельефом и унаследовавшие положение ледниковых путей стока (Еременко, Панин, 2010). Двучленные отложения характеризуются плащеобразным покровным залеганием в пределах массива моренных суглинков – и на вершинах, и на склонах водоразделов (рис. 1Б,В) Анализ фациальных контактов покровного слоя двучленных отложений со смежными отложениями инсеквентных ложбин и долинных зандров подтверждает их сингенетичность. Мощность покровного слоя возрастает в направлении инсеквентных ложбин. Моренная толща также меняется: при переходе к ложбинам возрастают признаки перемыва, расслоения материала и выклинивание моренного суглинка. О сингенетичности свидетельствуют и контакты покровного слоя с камовыми отложениями на контакте моренных массивов и камовых полей (рис. 1А). Это позволяет предполагать, что в почвах на двучленных отложениях могут быть представлены признаки древнего педогенеза, возможно начиная с последнего межледникового (МИС5е).

В последние годы дневные почвы все шире рассматриваются не только как отражение современных биоклиматических условий, но и как ценный палеогеографический архив. Свойства зрелых почвенных профилей в значительной степени полигенетичны и сформированы в различные этапы педогенеза (Соколов с соавт., 1983; Таргульян с соавт., 1974; Макеев, Дубровина, 1990; Makeev, 2009, 2015; Алифанов с соавт., 2010). Это определяет наличие в дневных почвах реликтовых признаков. Профиль почв в ледниковых областях хранит также информацию о финальных этапах осадконакопления (Алифанов с соавт., 2010; Макеев, 2012). Поэтому все большую популярность приобретает педостратиграфический подход к их изучению. Почвы на двучленных породах в области валдайского оледенения имеют давнюю историю изучения (Апарин и Рубилин, 1975), что отразилось в формировании концепции почвообразования на двучленных отложениях – моренные суглинки, перекрытые маломощным покровным слоем (абляция морена, флювиогляциальный нанос, золовый нанос). Однако опыт изучения почв на двучленных отложениях московского времени с педостратиграфических позиций крайне ограничен (Gradusov et al., 2004).

Почвы на двучленных отложениях представляют собой педолитокомплексы, в которых представлены признаки литогенеза и разновозрастные и полигенетичные почвенные, криогенные и седиментационные признаки:

– Доседиментационные признаки. Нижняя часть двучленных отложений представлена красно-бурым плотным валунным суглинком, в котором сохранились:

– Свойства исходных пород, мобилизованных ледником (морены предшествующих оледенений, древние коры выветривания и пр., в совокупности определившие красно-бурый цвет и высокую выветрелость минеральной массы, являющихся характерными, диагностическими признаками московской морены (рис 2А).

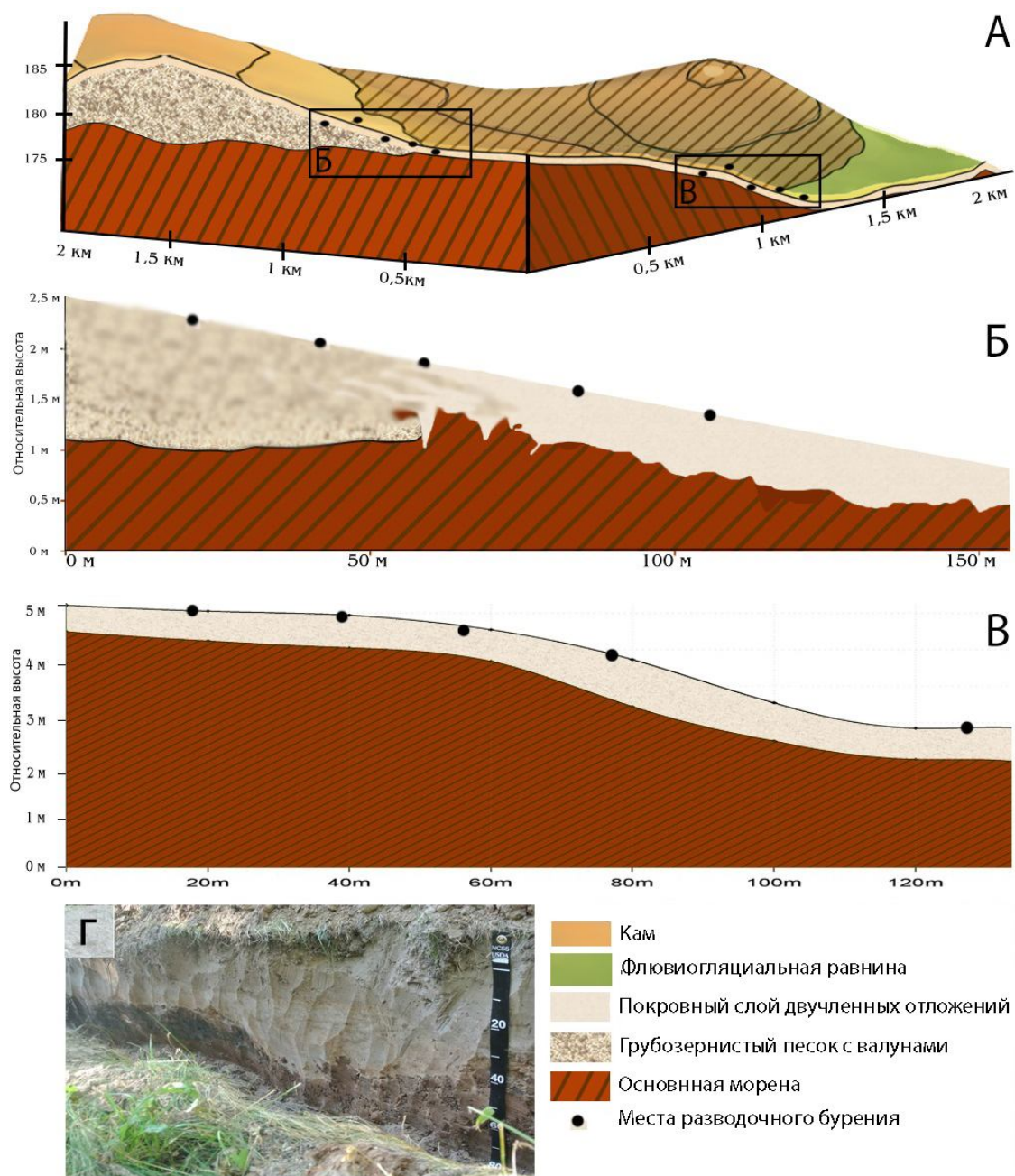


Рис. 1. А) контакт покровного слоя с камовыми отложениями флювиогляциальной равниной, Ярославская область (по модели рельефа SRTM30); Б) плащеобразное залегание покровного слоя на водораздельных склонах, сингенетичный контакт с камовыми отложениями: Ярославская область, 160-185м. н.у.м; В) плащеобразное залегание покровного слоя при переходе к флювиогляциальной равнине, Ярославская область, 165-170м.н.у.м; Г) плащеобразное залегание покровного слоя, Тверская область, 140м. н.у.м.

–Свойства, определяемые характером ледникового транспорта (высокая плотность и низкая порозность осадка благодаря ледниковой нагрузке и гидроконсолидации; однородный состав мелкоземистой массы благодаря эффективному перемешиванию при транспортировке; высокое двупреломление плазмы; рассеянные каменистые включения как местных, так и эрратических пород различного состава - граниты, известняки, брекчия и др., рис. 2Б).

–Сложная архитектура моренной толщи - наличие песчаных линз, полостей и каналов за счет заполнения подледных пустот и каналов надледных потоков, гляциотектонические структуры деформации, складки, задиры, сдвиги и другие признаки смещения породной матрицы в подвижном осадке (рис. 2Д)

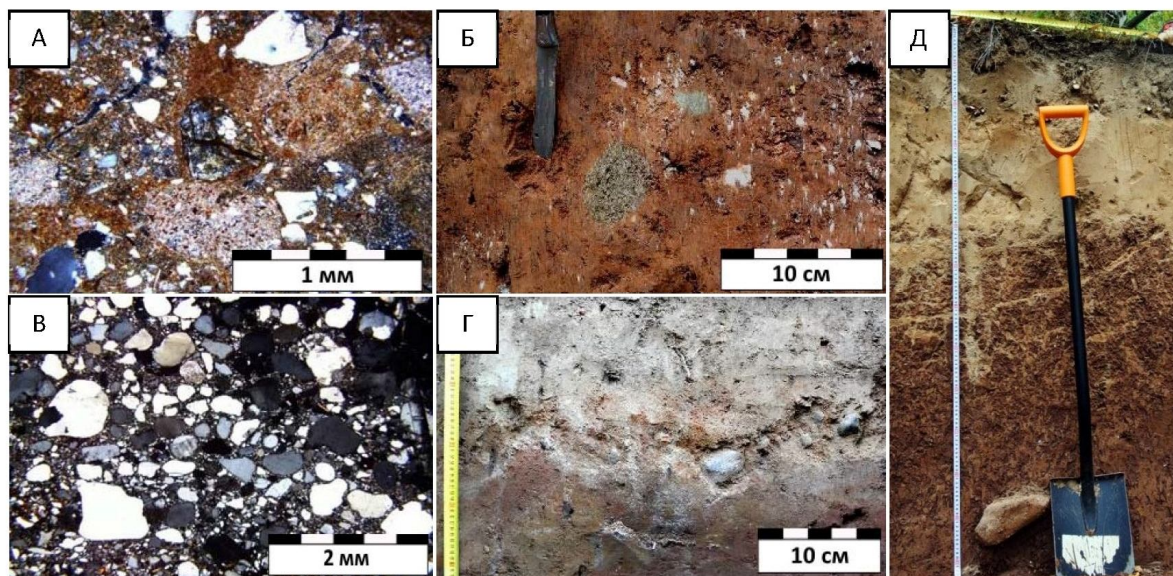


Рис. 2. А) микростроение основной морены (глубина 3.5 м.), Тверская область, 112м. н.у.м; Б) эрратические включения в морене, Тверская область, 112м. н.у.м; В) пылеватая примесь (мелкие зерна) в песчаном материале (крупные зерна), г. Москва, 182м. н.у.м; Г) каменная мостовая, г. Москва, 182м. н.у.м; Д) Заполнение подледных пустот и потоков песчаным материалом в кровле основной морены, Тверская область, 140 м. н.у.м.

–Синседиментационные признаки.

–Покровный слой, образование которого произошло сразу же вслед за седиментацией моренного материала. В отдельных разрезах по верхней кровле морены на границе с покровным слоем представлены каменные мостовые, свидетельствующие о том, что поверхность морены была подвержена перемыву и криогенному воздействию (подтягивание валунов к поверхности (рис. 2Г). Граница покровного слоя с подстилающей моренной толщей представляет собой четкий литологический репер, отличаясь по содержанию песчано-пылеватых частиц (рис. 3А). Локальный эоловый привнос определяет наличие пылеватых прослоев, либо пылевой примеси, преимущественно в верхней части покровного слоя. Распределение пылевой примеси указывает на подмешивание эолового мелкозема к нестабилизированному водноледниковому осадку (рис. 2В).

–Первичная трещинная сеть, сформировавшаяся за счет диагенетического растрескивания при стабилизации моренной толщи, привела к формированию призматических отдельностей с островершинными гранями. Призмы прослеживаются на глубину более 5 м (рис. 3Б).

–Постседиментационные признаки

–Во время валдайского оледенения поверхности моренных водоразделов являлись частью перигляциальной зоны и испытывали воздействие мерзлотных процессов. Мерзлотные признаки представлены плитчатой структурой на глубину до 140 см, сетью мерзлотных трещин, клиньев и инволюций, криогенной сортировкой песчано-пылеватых (кольцевое распределение) зерен (рис. 3В,Г).

–Педогенные признаки проявляются в сложной структурной организации, наложенной на первичную трещинную сеть (рис. 3Б). В горизонтах Vt развиты магистральные трещины, отчасти наследующие первичную трещинную сеть, а отчасти секущие толщу горизонтов. Наложение структурных элементов различных этапов и генезиса (диагенетические, педогенные, криогенные) привело к формированию ореховатых педов. Поверхности педов покрыты многослойными кутанами и скелетанами, свидетельствующими о стадийности педогенеза (рис. 3Д).

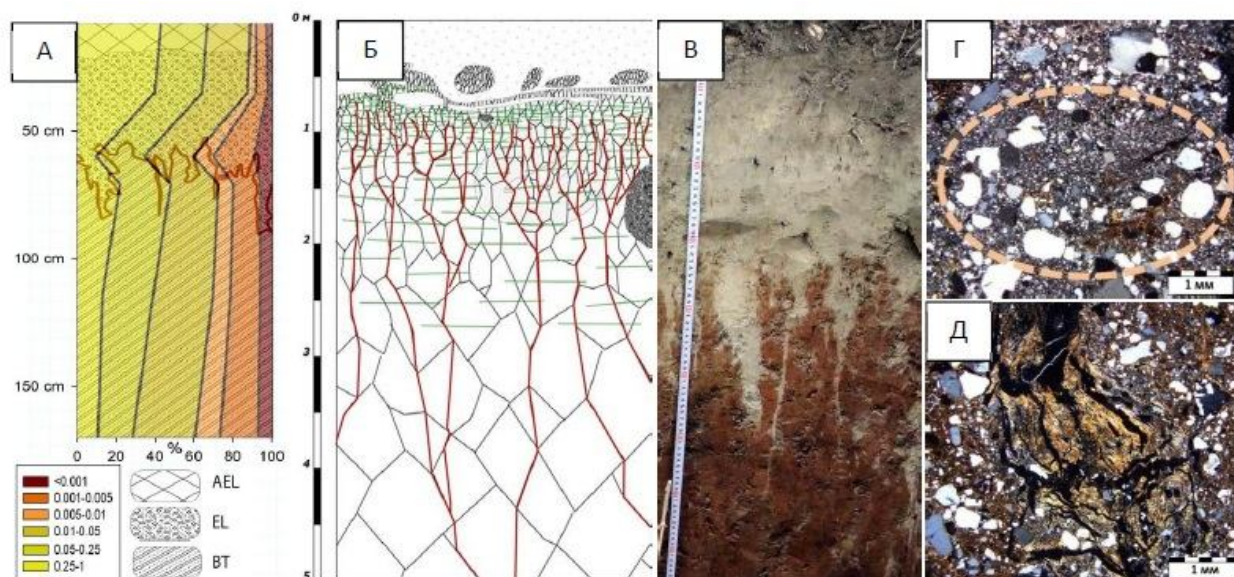


Рис. 3. А) гранулометрический состав почв на двучленных отложениях, Тверская область, 140м. н.у.м; Б) эволюция структурной организации педолитокомплекса: черным показано –призмовидные структуры (синседиментационный этап); зеленым –постшлировая текстура (постседиментационный этап); красным – магистральные трещины (постседиментационный этап). В) морозобойные клинья; Г) криогенная сортировка зерен; Д) многослойный кутанный комплекс, г. Москва, 182м. н.у.м.

Наложение различных мотивов структурной организации, а также различных характер их покровов, позволяют выявить этапность почвенного и криогенного преобразования педолитокомплексов. Почвообразование началось предположительно во время последнего межледникового (МИС5) и сменилось стадиями мерзлотного почвообразования в валдайскую эпоху. Голоценовое почвообразование накладывалось на признаки предшествующих этапов, дополняло и усиливало их. В пределах покровной толщи представлена система горизонтов вложенных почвенных субпрофилей, отвечающих современным ландшафтным условиям (гумусовый, альфегумусовый, элювиально-глеевый и др.).

Наличие четкого литологического репера (граница моренной толщи и покровного слоя) позволяет оценить суммарный вклад почвообразования в преобразование исходной толщи двучленных отложений. Микроморфологический и гранулометрический анализ контактных зон показывает, что почвообразование не оказало существенного влияния на литологическую границу и степень исходной дифференциации профиля. Однако литологическая граница была существенно усложнена в процессе формирования трещинной сети и турбаций различной природы (криогенной, биогенной).

Итак, педолитокомплексы на двучленных отложениях в области московского оледенения представляют собой ценный палеогеографический архив. Они являются индикаторами сложных взаимоотношений литогенных, педогенных и криогенных процессов, что позволяет дать палеоэкологическую характеристику последнего межледниково-ледникового цикла. Перспективна дальнейшая детализация различных стадий преобразования двучленной толщи с разделением педогенных признаков микулинского межледникового и голоценовых. По-видимому, запись эволюции природной среды в изученных педолитокомплексах реализована по типу палимпсестовой памяти почв (Таргульян, Горячкин, 2008), что усложняет поставленную задачу. В то же время, в ледниковой области московского времени в склоновых отложениях представлены детальные педоседиментационные архивы с детальной записью эволюции природной среды в верхнем плейстоцене (Rusakov et al., 2016). Послойное разделение погребенных почвенных горизонтов и слоев склоновых осадков обеспечивалось дополнительной седиментацией в балочных комплексах. Таким образом, в них реализуется главным образом книгоподобная память, связанная с послойной седиментацией. Сопоставление палимпсестовых архивов почв

на двучленных отложениях с книгоподобными архивами (последовательность погребенных почв в склоновых отложениях) позволит верифицировать выявленные этапы преобразования исходной толщи ледниковых пород.

Поскольку в московское время Северная Европа была покрыта единым ледниковым щитом (Svendsen et al., 2004; Ehlers et al., 2011, Bose and Luthgens, 2012), построение единой картины эволюции природной среды для обширного региона Северной Европы весьма актуально. Сопоставление полученных данных с литературными источниками показывает, что почвы на московских моренах Русской равнины и Западной Европы (Польша, Германия, Нидерланды) прошли сходные этапы седиментации, педогенеза и криогенного воздействия (Jongmans et al., 1989; Luthgens et al., 2011; Luthgens and Bose, 2012; Evans and Benn, 2004; Dam and Dohler, 2015; Kabala, 2016). До последнего времени межрегиональная корреляция палеогеографических событий Западной и Восточной Европы строилась в основном по лессово-почвенным сериям (Velichko et al., 2006). Использование почвенно-седиментационных архивов, сформированных на однотипных и одновозрастных моренных суглинках позволит детализировать и уточнить картину эволюции природной среды в обширном регионе Северной Европы.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, проект №14-27-00133

Список литературы:

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. - 160 с.

Апарин Б.Ф., Рубилин Е.В. Особенности почвообразования на двучленных породах Северо-Запада Русской равнины. Л.: Наука, 1975. - 181 с.

Антонов С.И. Изменение морфологии мезорельефа междуречий центральных районов Русской равнины в плейстоцене // Морфология рельефа (под ред. Д.А. Тимофеева и Г.В. Уфимцева). – М.: Научный мир, 2004. - с. 123-124.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. - 255 с.

Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины – М.: МИРОС, 2010. – 192 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. - 237 с.

Макеев А. О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины. М.: ЗАО «Молнет», 2012. - 300 с.

Макеев А.О., Дубровина И.В. География, генезис и эволюция почв Владимирского ополья // Почвоведение. 1990. № 7. - с. 5-25.

Московский ледниковый покров Восточной Европы, М.: Наука, 1982. - 239 с.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (атлас-монография). М.: Наука, 1982. – 156 с. + 14 карт.

Память почв. Таргульян В.О., Горячкин С.В. (Ред). М.: Изд-во ЛКИ, 2008. - 692 с.

Соколов И.А., Макеев А.О., Турсина Т.В. и др. К проблеме генезиса почв с текстурно-дифференцированным профилем // Почвоведение. 1983. №5. - с. 5-23.

Судакова Н.Г. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины – М.: Географический фак. МГУ, 2008. – 167 с.

Таргульян В.О., Соколова Т.А., Бирин А.Г. и др. Почвы Клиско-Дмитровской гряды. М., 1974. - 110 с.

Böse, M., Luthgens, C., Lee, J.R., Rose, J. Quaternary glaciations of northern Europe. Quaternary Science Reviews 44, 2012. - pp.1-25.

Cabala C. Albeluvisols – modern or relic soils? Concept of origin, properties and current placement in an international classification. Presentation at the VII Paleopedology School, Belgorod, 2016.

Damm, B., Döhler, D. (EDS.) Boden- und Landschaftsentwicklung in der saalezeitlichen Stauchungszone der Dammer Berge mit dem Übergang zur Mittelgebirgsschwelle. Exkursionsführer zu 34. Jahrestagung der AG Paläopedologie der DBG, 14.-16.5.2015 in Vechta, 89 p.

- Ehlers, J., Grube, A., Stephan, H.-J., Wansa, S. Pleistocene Glaciations of North Germany -New Results // Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (eds.) Quaternary Glaciations: Extent and Chronology – A Closer Look, Developments in Quaternary Science, 2011, 15 – pp. 149-162.
- Evans, D.J.A., Benn, D.I. Practical guide to the study of glacial sediments. London, 2004 - 266 p.
- Gradusov B.P., Tonkonogov V.D., Kaverin D.A. On the origin of textural differentiation in taiga soils developed from two-layered loamy substrates. Eurasian Soil Science, 2004, 37/10/ - pp. 1017-1023.
- Jongmans A.G., Feijtel T.C., Bouma J. A. Micromorphological and chemical study of a buried Saalian till deposit in the northern part of the Netherlands. Catena, 1989, v.16. – pp. 559-574.
- Lüthgens, C., Böse, M. From Morphostratigraphy to Geochronology – on the dating of ice marginal positions. Quaternary Science Reviews, 2012, 44. – pp.26-36.
- Lüthgens, C., Böse, M., Lauer, T., Krbetschek, M., Strahl, J., Wenske, D. Timing of the last interglacial in Northern Europe derived from Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of a terrestrial Saalian–Eemian–Weichselian sedimentary sequence in NE-Germany. Quaternary International, 2011. 241.- pp. 79-96.
- Makeev A. Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian Plain», Quaternary International, 2009, 209 - pp. 79-94.
- Makeev A., Kulinskaya, E., Yakusheva T. Surface paleosols of the loess island within Moscow glacial limits: Vladimir Opolie. Quaternary International, 2015, v. 365. - pp. 159-174.
- Rusakov Alexey, Nikonov Andrey, Savelieva Larisa, Simakova Anna, Sedov Sergey, Maksimov Fedor, Kuznetsov Vladislav, Savenko Victor, Starikova Anna, Korkka Maria, Titova Darya. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia). Quaternary International, 2015 v. 365. – pp. 26-41.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews, 2004, 23. – pp. 1229-1271.
- Velichko, A.A., Morozova, T.D., Nechaev, V.P., Rutter, N.W., Dlusskii, K.G., Little, E.C., Catto, N.R., Semenov, V.V., Evans, M.E. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia. Quaternary International, 2006. – pp. 14-30.
-
-

СЕКЦИЯ № 3
**РОЛЬ ПРИРОДНОГО ФАКТОРА В СТАНОВЛЕНИИ И РАЗВИТИИ
ОБЩЕСТВА НА РАННИХ ЭТАПАХ**

SECTION 3
**ENVIRONMENTAL FORCING OF HUMAN SOCIETY FORMATION
AND DEVELOPMENT AT THE EARLY STAGES**

**АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В КОНТЕКСТЕ
ПРОБЛЕМЫ ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО РАССЕЛЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА**

Х.А. Амирханов

Институт археологии РАН, Москва, Россия, amirkhanov@rambler.ru

**ARCHAEOLOGICAL MATERIALS FROM THE NORTH CAUCASUS IN THE
CONTEXT OF INITIAL HUMAN DISPERSAL**

Kh.A. Amirkhanov

¹Dagestan Scientific Center RAS, Makhachkala, Republic of Dagestan

²Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia

В настоящее время на Северном Кавказе и Приазовье открыто и в разной степени исследовано 12 памятников, которые в стадильном и хронологическом отношении, а также по своим археологическим характеристикам должны квалифицироваться, как олдованские. Они предоставляют разносторонние (археологические, геологические, палеоботанические, палеонтологические и др.) данные, которые имеют отношение к проблеме времени и путей первоначального расселения человека в направлении Евразии.

Исследования на Северо-восточном Кавказе позволили получить первоклассный материал, который ранее практически отсутствовал или был малоизвестен не только в археологическом отношении, но и геологическом, палеогеографическом, палеозоологическом и хроностратиграфическом аспектах. Специалисты в каждой из этих дисциплин отмечают уникальность полученных естественнонаучных данных, происходящих из вновь выявленных памятников, не только для Северного Кавказа, но и южной части Восточно-Европейской равнины.

Комплексный анализ имеющихся материалов позволяет сделать следующие выводы:

1 – первоначальное расселение человека в сторону Евразии началось ранее 2 млн.л.н. и шло из Северо-Восточной Африки в трех направлениях – южноаравийском, ближневосточном и южносредиземноморском;

2 – первоначальное заселение Северного Кавказа произошло примерно 2,3 – 2,1 млн.л.н.;

3 – один из путей первоначального заселения человеком Евразии пролегал вдоль западного побережья Каспийского моря. Он был одновременно и транзитным направлением при продвижении древнейших людей в сторону Восточной Европы и Северо-Западной Азии.

ПРИРОДНАЯ СРЕДА ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ В ПЕРИОД ИНИЦИАЛЬНОГО ПОСЕЛЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА

П.М. Андерсон¹, А.В. Ложкин²

¹ Факультет наук о Земле и Космосе, Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США, pata@u.washington.edu

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия, lozhkin@neisri.ru

PALEOENVIRONMENT OF THE WRANGEL ISLAND DURING THE INITIAL PERIOD OF HUMAN SETTLEMENT

P.M. Anderson¹, A.V. Lozhkin²

¹ Earth & Space Sciences, Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA

² Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, RAS

Исследования по реконструкции растительности и климата острова Врангеля в период первого появления здесь человека имеют непосредственное отношение к Международному проекту «Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды» (Первоначальное..., 2014).

Остров Врангеля находится в Восточной Арктике в районе с координатами 70° 40' – 71° 40' с. ш. и 178° 33' в. д. – 177° 28' з. д. на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В предисловии к книге «Арктические тундры острова Врангеля» Б.А. Юрцев (1994) назвал остров «континент в миниатюре», который «явился колыбелью многих арктических элементов флоры и фауны, не только эндемичных для острова, но, по-видимому, и тех, что успели более широко распространиться в Берингийском секторе Арктики и за его пределами». Арктические тундры характерны для пологих горных склонов до отметок 250-280 м, выше которых развивается каменистая пустыня. Горы центральной части острова высотой 600-1000 м сменяются на юге и на севере прибрежными равнинами.

Значительную часть острова занимает злаково-осоково-пушицевая тундра с *Eriophorum vaginatum* L., *Carex atrofusca* Schkuhr, *Alopecurus alpinus* Smith. Тундровые сообщества в понижениях рельефа в «пору массового цветения растений» превращаются в «гигантский цветник». У русел рек встречаются заросли кустарниковой ивы. Современная флора острова представлена 315 видами. 20 видов являются эндемиками. Климат о. Врангеля умеренно континентальный и морской. Наиболее низкая средняя зимняя температура наблюдается в феврале -24,9° С. Средняя температура июля +2,4° С. В горной части острова летние температуры имеют более высокие значения.

В 1975 году Н.Н. Диков (1977) открыл археологический памятник на побережье залива Красина в районе с координатами 70° 58' 32" с. ш. и 179° 58' 59" з. д. Стоянка находится у Чертова Оврага на скалистом мысе высотой 25 м над уровнем моря. Культурный слой в супесчано-щебнистых отложениях прослеживается на глубину до 60 см. Обнаружены углистое очажное пятно и ямы с обломками костей моржа, нерпы, тюленя, белого медведя, птиц. Каменные орудия из кремня и черного глинисто-песчанистого сланца представлены резчиками из пластинчатых отщепов, скребками, ножевидными пластинами, метательными наконечниками. Найден поворотный наконечник гарпуна, выполненный из клыка моржа. Н.Н. Диков (1977) и Т.С. Теин (1979), отмечая сходство «каменного инвентаря» стоянки Чертов Овраг с древними палеоэскимосскими культурами, пришли к выводу, что первые переселенцы прибыли из Северной Америки и Гренландии. Они были морскими зверобоями, и главным источником их существования был промысел моржа. По мнению Н.Н. Дикова, на острове обнаружена самая древняя в Азии палеоэскимосская культура, свидетельствующая о его заселении во II тысячелетии до н. э. Первая радиоуглеродная датировка по углю из костра на стоянке Чертов Овраг (глубина 50 см) – 3360±155 л. н. (МАГ-198) (калиброванный возраст 3595 л. н.) не противоречила такому предположению. Также по углю из очага были получены датировки 2930±100 л. н. (МАГ-412), 3260±100 л. н. (МАГ-413), 3160±100 л. н.

(МАГ-414). На этом фоне кажется омоложенной датировка по обрывку шкуры белого медведя 2855 ± 50 л. н. (МАГ-415). Некоторое расхождение датировок (в пределах статистической ошибки) по углю можно объяснить использованием плавника, в разные годы принесенного морем на берег острова. Близкие датировки по радиоуглероду приводятся по материалам исследований стоянки Чертов Овраг в 2000 г. (Герасимов и др., 2003): кость моржа - 3265 ± 65 л. н. (Ua-18085), обработанное дерево - 3345 ± 70 л. н. (Ua-18086). Анализы костных остатков и коллекции каменных орудий, «отсутствие следов жилищных структур» позволили высказать мнение о недолговременном поселении охотников на морского зверя на острове Врангеля (Герасимов и др., 2003).

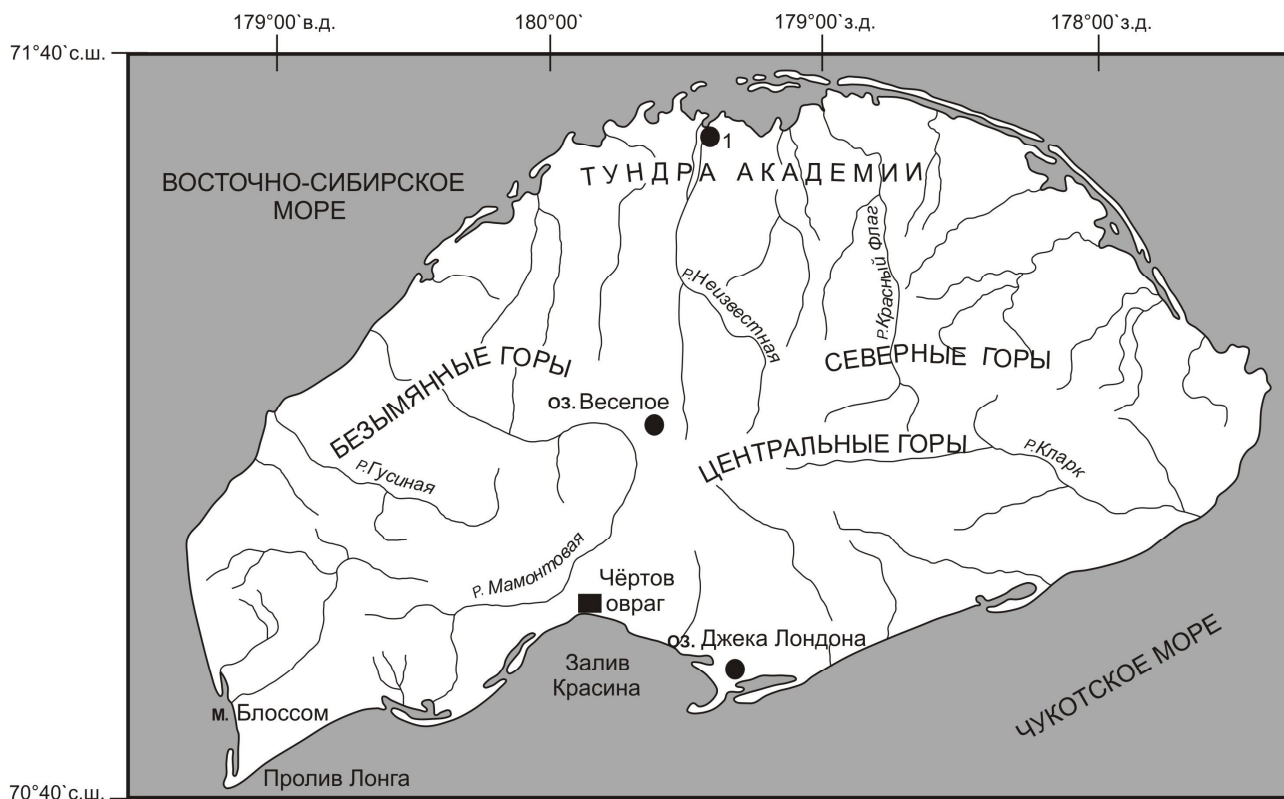


Рис. 1. Положение стоянки Чертов Овраг и районов проведения палинологических, радиоуглеродных и др. исследований на карте о. Врангеля. 1 – торфяник на р. Неизвестная.

Представление о растительности и климате времени первого появления человека на о-ве Врангеля опирается на данные непрерывных пыльцевых записей в осадках оз. Джека Лондона на южном берегу острова, оз. Веселое в центральном горном районе и обнажения торфяника, вскрытого в устье р. Неизвестная на северном берегу. Для реконструкции палеорастительности привлекаются сведения о современном пыльцевом дожде, полученные при палинологическом анализе образцов донных осадков озер южной прибрежной равнины, горных районов (верховья рек Кларк, Красный Флаг). Доминирует в современных спектрах пыльца *Poaceae* (до 85%), в заметных количествах присутствует пыльца *Cyperaceae* и *Artemisia*, а содержание принесенной ветром пыльцы *Betula*, *Alnus* может достигать 10%, пыльцы *Pinus* s/g *Haploxylo*n не более 1%.

Озеро Джека Лондона находится в пределах прибрежной низменности, сложенной илом, песками и гравием. Для низменности характерны мозаичная осоково-злаковая кочкарная тундра, влажные луговые сообщества. Встречаются участки, занятые *Dryas* и *Bryales*. Озеро имеет ровное дно, глубину 70 см и сток в пролив Лонга. Тонкая горизонтальная слоистость озерных алевритов мощностью 57,5 см, вскрытых скважиной, свидетельствует, что они не подвергались морозному перемешиванию в мелководном озере. Последовательная серия радиоуглеродных датировок является доказательством того, что нарушений формирования осадков не происходило. Судя по датировке 29890 ± 100 л. н. (CAMS-19033) на глубине 48,5 см, озеро возникло в период, синхронный изотопной стадии

3. Пыльцевые спектры отражают доминирование в течение позднеплейстоценового интерстадиала на южной низменности острова осоковой тундры с зарослями ивы. Радиоуглеродные датировки также показывают изменение в скорости осадконакопления и/или возможную его остановку в результате промерзания в ледниковую стадию. Осадконакопление возобновилось после потепления климата 12,4 тыс. л. н. Спектры в интервале 9190±60 л. н. (CAMS-19050) – 2050±60 л. н. (CAMS-32937) подчеркивают господство злаковых сообществ с мозаикой умеренно влажных и сухолюбивых травянистых растений. Постоянные в этом интервале состав спорово-пыльцевых спектров и роль основных таксонов свидетельствуют о развитии растительных сообществ, подобных современным.

Озеро Веселое – закрытый водоем с пологими берегами, ровным дном и глубиной 70 см, занимает природную депрессию в широком нагорье между двумя водотоками, текущими к р. Мамонтова. Бассейн представляется устойчивым, без оползания грунта или эрозии берегов, типичной для термокарстовых озер, хотя морозные полигоны и округлая форма показывают активное морозное протаивание территории. Растительность – *Salix-Dryas-Bryales-Poaceae* тундра. *Cyperaceae* и *Ranunculaceae* доминируют на сезонно-влажных участках, а *Oxytropis* – на лучше дренируемых площадях. Хотя растительный покров в окружающей местности прерывистый, вблизи озера он образует сомкнутое покрытие. Все керны имели длину 40 см и представлены алевритом с тонкой горизонтальной слоистостью. На глубине 29-32 см получена радиоуглеродная датировка 3960±60 л. н. (CAMS-19049) (калибр. возраст 4420 л. н.). В весьма однообразных спорово-пыльцевых спектрах осадков оз. Веселое преобладает пыльца *Poaceae* (до 70%). Постоянно присутствует пыльца *Salix*, *Cyperaceae*, *Asteraceae*, *Artemisia*, *Ranunculaceae*, *Brassicaceae*, но содержание каждого из этих таксонов никогда не превышает 15%. Низкая пыльцевая концентрация и низкое содержание органики в озерных осадках свидетельствуют об относительно непродуктивном ландшафте, что согласуется с прерывистым современным растительным покровом.

Река Неизвестная пересекает Тундру Академии на севере острова и вскрывает толщу торфяника на правом берегу вблизи устья. Нижняя граница торфяника уходит под уровнем реки, и общая мощность вскрытых в обнажении осадков, включая перекрывающий торф 50-см слой аллювиальных песков, составляет 190 см. На глубине 97-110 см торф датирован по радиоуглероду 3280±40 л. н. (МАГ-1165) (калибр. возраст 3480 л. н.). Установленные в отложениях спорово-пыльцевые спектры подчеркивают развитие травянистой тундры. Вместе с тем обращает внимание богатство пыльцы *Artemisia* (25-38%) в спектрах, датированных по ¹⁴C, на фоне многочисленных влажных участков в Тундре Академии. Такие спектры могут указывать на существование локальных сухих и/или разрушаемых участков ландшафта.

Анализ озерных пыльцевых летописей и спектров торфяника, выполненный по меридиану около 179° 30' з. д., показывает их большое сходство со спектрами современной растительности о-ва Врангеля. Однообразие пыльцевых спектров в осадках оз. Дж. Лондона, сформировавшихся за последние 10 тыс. лет, содержание основных пыльцевых таксонов, аналогичное рецентным спектрам, позволяет предполагать, что в течение голоцена климат и растительность не испытали серьезных изменений или изменялись весьма незначительно. Охотника на морского зверя, впервые ступившего на остров около 3 тыс. л. н., окружала природа, подобная современной. Вполне вероятно, что незначительная реакция природной среды о-ва Врангеля на глобальные климатические изменения в голоцене способствовала тому, что островная популяция мамонтов существовала до начала субатлантического периода. Это подтверждается большой серией радиоуглеродных датировок мамонта, наиболее молодые из которых 3730±40 (ЛУ-2741) л. н., 3685±60 (Ua-13366) л. н. (Вартанян, 2007). Остается загадкой – встречал ли человек мамонта, когда поселился на острове.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проект 15-I-2-067), Российским фондом фундаментальных исследований (проект 15-05-06420), Национальным

научным фондом США (АТМ-9317569) и Национальным Географическим обществом (5258-94). Искренняя благодарность Ю.А. Корзун за помощь в подготовке материалов.

Список литературы:

Вартанян С. Л. 2007. Остров Врангеля в конце четвертичного периода: геология и палеогеография. СПб.: Изд-во Ивана Лимбаха: 144 с.

Герасимов Д.В., Гиря Е.Ю., Тихонов А.Н. 2003. Поселение Чертов Овраг на острове Врангеля – вопросы культурной атрибуции и перспективы исследования // Естественная история Российской Восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М.: ГЕОС, с. 85-88.

Диков Н.Н. 1977. Археологические памятники Камчатки, Чукотки и Верхней Колымы. Азия на стыке с Америкой в древности. М.: Наука, 392 с.

Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся среды. Атлас-монография (Отв. ред. В.М. Котляков, А.А. Величко, С.А. Васильев). 2014. М.: ГЕОС, 519 с.

Теин Т.С. 1979. Археологические исследования на о. Врангеля // Новые археологические памятники Севера Дальнего Востока (по данным Северо-Восточно-Азиатской комплексной археологической экспедиции). Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, с. 53-63.

Юрцев Б.А. 1994. Предисловие. // Арктические тундры острова Врангеля (материалы ботанического полустационара «Бухта Сомнительная» 1984-1988 гг.). Тр. БИН РАН, вып. 6. СПб: 280 с.

РАЗНООБРАЗИЕ И СХОДСТВО СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ ПЯТИ ПОСЕЛЕНЧЕСКИХ СТРУКТУР ПУШКАРЕЙ I

В.И. Беляева

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, vibel@list.ru

DIVERSITY AND SIMILARITY OF STRATIGRAPHIC POSITION OF THE FIVE SETTLEMENT STRUCTURES IN THE PUSHKARI I ARCHAEOLOGICAL SITE

V.I. Belyaeva

Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Пушкаревские стоянки составляли область особого интереса А.А.Величко. С одной стороны он был связан с изучением всего деснинского региона, с другой – с раскопками Пушкарей I в последние десятилетия. В связи с этими последними работами изменилась точка зрения исследователя на стратиграфическое положение культурного слоя стоянки. Она оказалась более молодой, не связанной с верхами брянской погребенной почвы (Величко и др.1997). В то же время, серия абсолютных дат стоянки в раскопах V и VII составила 22-19 тыс. лет. Это обстоятельство не позволило признать узкую ленту гумуса над брянской почвой, ниже культурного слоя, трубчевским эфемерным горизонтом. Одна из двух дат в 16 тыс. лет была получена по неизвестной пробе костного угля из раскопа II (1938 -1939гг.). Другая дата – по костному углю в буром горизонте верха внешнего очага раскопа V. Эту дату Л.Д. Сулержицкий, считал недостоверной. В дальнейшем, узкий отдельный горизонт погребенного гумуса был признан верхом брянской почвы.

В настоящее время в раскопе VII почти полностью изучен последний пятый участок стоянки. В связи с этим возможен и необходим их общий сравнительный стратиграфический анализ, в первую очередь, в верхних горизонтах культурного слоя. Тем самым мы сможем оценить меру хронологической близости формирования культурного слоя на разных местах поселения.

Раскоп II с остатками длинного жилища, исследованного в 1937-1939 гг. П.И.Борисовским, располагался на наиболее высоком месте северного погонского склона (Борисовский, 1953). Склон был выражен и во время существования здесь палеолитического жилища. Культурный слой находился в верхах лессовидного суглинка и был перекрыт супесью и песком с прослойками коричневого ортзанда. На большей части

раскопа ортзандированный песок перекрывал культурный слой. Там же, где песка и ортзанда не было, слой перекрывала супесь, в которой находились кремни во взвешенном состоянии. П.И.Борисковский постоянно подчеркивал, что кремень в верхах культурного слоя залегал вертикально и на ребре, а окраски и косного материала почти не было. Обратим внимание на то, что линзы песка не перекрывали весь слой и находились на пониженных участках. В некоторых случаях кремень поднимался до чернозема, то есть находился в современной почве.

На участке раскопа V, который фактически примыкал к предыдущему, стратиграфия была подобной, но более определенной. Культурный слой также лежал в верхах суглинка и был перекрыт толщей песка с горизонтам ортзандов внизу. Песчаная толща была здесь значительно большей, чем на раскопе II. Она заполняла небольшую ложбину в которой находились все объекты этого участка – внешний очаг, жилище, скопление кремней разного характера (Беляева, 2002). Жесткая корка ортзандированного песка достигала 2-7 см и перекрывала основной культурный слой. Он имел толщину не более 6 см вне овального одноочажного жилища. Было хорошо заметно, что нарушения в положении кремня начинались уже в верхах суглинка, то есть до образования песчаного горизонта. Суглинок, перекрытый песком, вернее, ортзандами, состоял из большого числа сглаженных кремней, лежащих в неестественном положении. Таким образом, преобразование культурных остатков началось еще во время завершающего этапа образования лессовидного суглинка и продолжалось более интенсивно в момент отложения песка. Потом всякие передвижения кремня были остановлены механически. Обратим внимание на то, что там, где в раскопе существовали редкие скопления, груды кремня, песок просыпался сквозь их верхнюю часть и там ортзандировался. Кремень верха скоплений продолжал ничем ни сдерживаемое движение вверх. Эти редкие случаи были очень показательны. Сравнивая оба раскопа, мы можем сделать вывод, что культурный слой обоих участков образовывался в похожих условиях, имевших небольшие ландшафтные особенности.

Следующий участок стоянки в раскопе VII находился в 40 метрах к востоку от рассмотренных. На первый взгляд он не имел песчаного горизонта, но поверхность культурного слоя некоторых южных квадратов была «окрашена» коричневыми ортзандированными прослойками. Те же включения песка и ортзанда мы обнаружили на южных и западных стенках раскопа VII. Песчаные отложения присутствовали, по всей видимости, и здесь, но были снесены какими-то склоновыми процессами. Ортзандовые прослойки оставались в заполнении мерзлотных трещин (Беляева, 2015). То же явление мы наблюдали при зачистке стенок раскопа VI, примыкающего к раскопу М.Я. Рудинского. В обоих случаях культурный слой чрезвычайно подвижен, он достигает верха современной почвы, а в раскопе М.Я. Рудинского не образует четкого горизонта первоначального обитания.

Можно предположить, что существовавший в низах лессовой толщи песок был явлением общим для всего Погонского мыса. Он отмечал единый и краткий временной эпизод связанный со значительным увеличением ветрового потока (Величко и др., 1997; Величко и др., 2002). Песок, как, впрочем, и лесс был снесен на пониженные склоны плато. Участок с перекрывающим культурный слой ортзандированным песком известен сейчас на юго-восточном склоне стояночного мыса («Погон 2011»). Песок остался лишь в ландшафтных западинах, а лесс совершенно изменил облик Погонского урочища. Но все это произошло в период, когда человек покинул эти места.

Оценить стратиграфическую значимость песчаного горизонта для всего Погона можно после определения ландшафта, существовавшего в самом начале образования здесь лессовых толщ.

Список литературы:

Беляева В.И. Палеолитическая стоянка Пушкири I (характеристика культурного слоя). – СПб, изд-во СПбГУ, – 2002. – С. 156.

Беляева В.И. Археологические аспекты климатических изменений второй половины вюрма // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований (Замятнинский сборник), – вып. №4, СПб, изд-во МАЭ РАН, – 2015. – С.113-127.

Борисковский П.И. Палеолит Украины. (МИА. №40). М.- Л., – 1953. – С. 176-236.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Стратиграфическое положение стоянок Пушкаревской группы // Пушкаревский сборник. По материалам исследования палеолитической стоянки Пушари I. – 2002. – Вып. I.- СПб., изд-во «Образование-Культура», – С.19-30.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Дренова А.Н, Морозова Т.Д., Тимирева С.Н. Ключевой участок Пушари-Лесконоги // Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М., изд-во ИГ РАН, - 1997 – С.43-59.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Дренова А.Н., Тимирева С.Н. Лессы и параболические дюны как диахронные феномены перегляциала // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М. – Изд-во ИГ РАН, – 2002. – С. 107-126.

ПРОБЛЕМА НАЛИЧИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И КУЛЬТУРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕЙ ПОРЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА В КОСТЕНКАХ

А.А. Бессуднов

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
bessudnov_a22@mail.ru

THE PROBLEM OF THE PRESENCE OF THE LATE UPPER PALAEOLITHIC GEOLOGICAL AND CULTURAL DEPOSITS AT KOSTENKI

A.A. Bessudnov

Institute for the History of Material Culture RAS, Saint Petersburg, Russia

Благодаря наличию серии разновременных и разнокультурных памятников Костенки являются опорной колонкой культурных и геологических отложений центра Русской равнины в период ~42-20 тыс. ¹⁴С л.н. (46-24 ka cal BP; Синицын, 2006; Аникович и др., 2008 и др.). В отличие от регионов Поднепровья, Подесенья и Северного Причерноморья поздняя пора верхнего палеолита (ПВП; ~20-12 тыс. ¹⁴С л.н.; 24-14 ka cal BP) в Костенках представлена небольшим количеством стоянок с относительно невыразительным материалом, проблемной стратиграфией и, как правило, большим разбросом радиоуглеродных дат (Бессуднов, 2013). В археологическом плане этот период на Русской равнине характеризуется сосуществованием культур эпиграветтского круга и ряда локальных культурных образований (их таксономическую позицию еще предстоит уточнить), развитие которых происходит на фоне глобальных климатических изменений – максимума последнего оледенения (LGM) и его деградации (LGT).

Вопрос о существовании стоянок ПВП в Костенках никогда не был в центре внимания археологов. Основные акценты в исследованиях Костенковской экспедиции с середины прошлого века делались на разработку проблематики граветта и ранней поры верхнего палеолита. К тому же стоянки в Костенках, которые предположительно могли относиться ко времени LGM/LGT, значительно уступали памятникам ранней и средней поры верхнего палеолита, как по количеству, так и по содержанию (бедный каменный инвентарь, отсутствие сложных бытовых конструкций, минимум изделий из кости и бивня, произведений искусства и т.д.). Вместе с тем, проблему существования наиболее поздних стоянок в Костенках косвенно затрагивали многие авторы, разрабатывавшие проблематику развития позднепалеолитических и генезиса мезолитических культур, в зависимости от целей и методов исследований, и отвечавшие на этот вопрос по-разному. Лишь однажды, в 1980-х гг., проблема существования позднеледниковых отложений и культурных слоев этого

времени стала предметом широкой дискуссии, к сожалению, практически не отраженной в печати (Синицын, 2012).

Краткая историография проблемы

Первые попытки упорядочения верхнепалеолитического материала Восточной Европы, в том числе и памятников Костенковской группы, были основаны на принципе стадильности, т.е. обязательной последовательной сменой эпох вне зависимости от территории (Ефименко, 1953; Борисковский, 1953). Исходя из этого, вопрос о присутствии поздних («мадленских») памятников в Костенках даже не ставился: на основании облика каменных орудий к ним относились Костенки 2, 3, Борщево 1, 2.

В 50-60-е гг. идея стадильного развития уступила место концепции локальных культурных образований, а представления о непрерывном развитии палеолита в Костенках сменились тезисом о разделенных во времени этапах заселения носителями генетически не связанных друг с другом культур. Формированию новой концепции способствовало создание А.Н. Рогачевым (1957), совместно с геологами Г.И. Лазуковым (1957) и А.А. Величко (Величко, 1961), трехчленной костенковской схемы, в основе которой лежала относительная хронология в рамках единой стратиграфической последовательности отложений в Костенках. При этом главная корреляционная роль отводилась реперным горизонтам – двум гумусированным толщам и разделяющей их прослойке вулканического пепла.

Основываясь на тезисе об отсутствии в Костенках отложений максимума последнего оледенения, А.Н. Рогачев отвергал существование в здесь памятников моложе 20-18 тыс. ¹⁴С л.н., а молодые радиоуглеродные даты признавались невалидными. Наиболее молодая археологическая культура – замятинская – датировалась заключительной стадией средней поры верхнего палеолита (Рогачев, Аникович, 1984).

В настоящее время точки зрения об отсутствии стоянок ПВП в Костенках придерживается А.А. Синицын (Синицын, 2006; Синицын и др., 1997 и др.). Сходное мнение высказывал Н.Д. Праслов (2001), хотя и обращал внимание на присутствие нескольких стоянок в верхах лессовидного суглинка с «безликкой» каменной индустрией, состоящей из широко распространенных типов орудий (Костенки 2, 3, 19).

Принципиально иной позиции придерживался М.В. Аникович (Аникович, 2005; Аникович и др., 2008), которым была предложена дробная схема членения поздней хронологической группы в Костенках (25-15(14) тыс. ¹⁴С л.н.) на три этапа, в основе которой лежат данные радиоуглеродного датирования и положение культурных слоев стоянок относительно гмелинской почвы. К наиболее позднему этапу (этап ППС, 20-15(14) тыс. ¹⁴С л.н.) относились стоянки Костенки 11 (Ia, Ib), 2, 3, 19, 21 (I) и Борщево 1, культурные слои которых залегают выше гмелинской почвы. При этом большая часть стоянок определялась временем максимального похолодания около 18 тыс. ¹⁴С л.н., а верхняя граница этапа совпадала со временем существования стоянки Борщево 1. Сходной точки зрения придерживался В.В. Попов (1989), считавший, что в максимум поздневалдайского оледенения в Костенках существовало несколько поселений, относящихся к замятинской археологической культуре. В пользу наиболее вероятного наличия стоянок ПВП в Костенках также высказывался автор (Бессуднов, 2011, 2013).

Основные дискуссии по проблеме существования памятников ПВП в Костенках, на мой взгляд, сводятся к нескольким ключевым моментам.

Геоморфология и возраст наиболее молодой террасы

В 1953 г. специальная комиссия археологов и геологов ИИМК АН СССР пришла к выводу о существовании в Костенках двух террасовых уровней и геологической одновременности покрывающего их делювиального шлейфа. Большинство геологов начало процесса формирования первой надпойменной террасы определялось временем ошашковского (поздневалдайского) оледенения, а приуроченные к отложениям террасы культурные слои, соответственно, датировались временем позднеледниковья (Рогачев, 1957).

Предпринимались попытки и более дробного членения первой террасы: М.Н. Грищенко и его ученик Ю.Ф. Дурнев (Грищенко, 1976; Грищенко, Дурнев, 1977), основываясь

преимущественно на гипсометрических данных, выделяли в ней два уровня, различающихся по времени врез. Время образования высокого («костенковского») уровня определялось авторами на уровне 15 тыс. ^{14}C л.н., а низкого («гремяченского») – началом голоцена, около 12,3 тыс. ^{14}C л.н. К высокому уровню, по мнению авторов, приурочены стоянки Костенки 3, 4, 19, 21 и два нижних культурных слоя Борщево 2; к низкому – верхний культурный слой Борщево 2. Практически сразу же идея членения и датировка террасы подверглись критике. Г.И. Лазуков (1982) считал, что колебания высоты зависят от различной мощности покровных делювиальных и овражно-балочных отложений, а осташковский возраст террасы признавался омоложенным. Впоследствии относительно древний возраст формирования первой террасы Дона и ее аналогов в балках – около 22-24 тыс. ^{14}C л.н. – был подтвержден работами А.В. Панина (Панин и др., 2011; Панин, Некрасов, 2013). Таким образом, нижняя граница формирования самой молодой террасы в Костенках значительно удревнилась, а залегающие в ее отложениях культурные слои перестали априори соотноситься с ПВП. Тем не менее, сам по себе факт древнего образования террасы не исключает возможности поселения не ней людьми в более позднее время.

Проблема литологического членения толщи покровных суглинков

В момент формирования классической стратиграфической схемы в Костенках считалось, что покровные суглинки непригодны для членения, несмотря на наличие в ряде разрезов слабо выраженных погребенных почв (Лазуков, 1957). Позднее на стоянке Костенки 21, приуроченной к отложениям первой надпойменной террасы, была обнаружена и описана погребенная гмелинская почва возрастом порядка 21-22 тыс. ^{14}C л.н. (25-26,5 ka cal BP), сформировавшаяся в достаточно влажных условиях и разбитая сетью полигональных трещин, спускающихся с перекрывающего ее слоя (Праслов и др., 1977). Впервые появилась возможность выделения стратиграфического маркера для пачки покровных суглинков. В дальнейшем «аналоги» гмелинской почвы были выявлены на других многослойных стоянках в Костенках, а сама почва стала хроностратиграфическим репером и преимущественно ассоциировалась со временем существования граветтского круга памятников (Аникович, 2005; Аникович и др., 2008; Лисицын, 2011).

Проблема осложнилась в последние годы, когда на целом ряде стоянок (Костенки 12, 14, Борщево 5) в лессовидном суглинке было обнаружено несколько горизонтов эфемерного почвообразования (Синицын и др., 2004; Аникович и др., 2008; Лисицын, 2011). В разрезе восточного участка Костенок 14 количество почвенных горизонтов достигло четырех, нижний из которых отождествляется с гмелинской почвой и содержит слой костенковско-авдеевской культуры (Синицын и др., 2004). С одной стороны, весьма заманчивой представляется возможность корреляции эфемерных почв с позднеледниковыми интерстадиалами (Лисицын, 2004). С другой, – процесс сопоставления почв как в одном разрезе, так и на разных памятниках осложняется рядом факторов:

- горизонты почвообразования даже в одном разрезе визуально и по механическому составу практически идентичны, а гмелинская почва в большинстве случаев выделяется «интуитивно» и/или по археологическому наполнению;
- на различных памятниках в покровных суглинках представлено разное количество эфемерных почв, и число их может меняться даже в пределах одного мыса;
- положение одного или двух идентичных культурных слоев в разных почвах как на разных участках стоянки (Костенки 14, слой I), так и в одном разрезе (Борщево 5, слои 1а и 1б) (Лисицын, 2011) может объясняться и результатом смещения/переотложения одного культурного слоя, и неоднократным посещением места стоянки одним и тем же или родственным коллективом.

В силу названных причин сопоставление горизонтов зачаточного почвообразования с климатической кривой не представляется возможным до специального педологического исследования толщи покровного суглинка на различных памятниках. Наличие серии почв МИС2 и палеомагнитного экскурса Готенбург в стратиграфическом шурфе на северной окраине Костенок (Спиридонова, 1991), а также выраженного педокомплекса времени

бёллинг-аллерёд в Дивногорье (~50 км к югу от Костенок) (Бессуднов и др., 2013), оставляют надежды на то, что отложения этого времени могли сохраниться и в костенковских памятниках.

Абсолютная хронология позднейших памятников Костенок

Геохронология памятников костенковской группы основана на данных радиоуглеродного датирования (Синицын и др., 1997). В процессе развития радиоуглеродного метода абсолютный возраст большинства стоянок Костенок постоянно удревнялся, вместе с ним удревнялась и археологическая периодизация. Вследствие постепенного совершенствования методик очистки образцов, сложилась ситуация, при которой, по оценкам некоторых исследователей, до 40% старых дат для стоянок ледникового максимума Европы признаются омоложенными (Gamble et al., 2005).

Не принимая во внимание бесспорно омоложенные даты, которые не соответствуют ни стратиграфическому положению культурных слоев, ни их культурной атрибуции, для ПВП Костенок имеется 36 дат, полученных для 10 культурных слоев из 7 памятников (Синицын и др., 1997). Основные трудности в интерпретации датировок связаны с отсутствием их серийности и неподтвержденностью новыми радиоуглеродными определениями:

- основной массив дат получен в 70-80-е гг., новые AMS-датировки имеются лишь для двух культурных слоев (Костенки 21, слои I, II);
- только четыре памятника (Костенки 2, 11(Ia), Борщево 1, 2) имеют по пять дат и более, а для двух культурных слоев (Костенки 3; Костенки 21(I)) получено по одной дате;
- компактная серия дат имеется только для Борщево 1 (около 15 тыс. ^{14}C л.н.), разброс дат для стоянок Костенки 11(Ia) и Костенки 19 составляет 6-9 тыс. лет, а для Костенок 2 – 27 (!) тыс. лет. При калибровке дат этот разброс увеличивается на 1-2 тыс. лет;
- большая часть дат получена по костям мамонта, которые люди могли подбирать и приносить на стоянку. Т.е. имеющиеся по костям мамонта даты показывают время смерти животного, а не функционирования стоянки. Этим можно объяснить часть очень древних датировок (~38 тыс. ^{14}C л.н. для Костенок 2 и др.);
- отдельную проблему составляет возраст и многослойность наиболее молодой стоянки – Борщево 2 (Цыганов, 1995; Аникович и др., 2008).

Анализ радиоуглеродных дат для стоянок ПВП Костенок позволяет согласиться с утверждением о том, что такой широкий временной разброс дает основание как для их объединения с памятниками предыдущего хронологического этапа, так и выделения в отдельный (Абрамова, Синицын, 2002). Проблема радиоуглеродного возраста остается нерешенной и, в первую очередь, требует получения новых серий дат.

Проблема археологического контекста

Главной проблемой выделения пласта индустрий ПВП с точки зрения археологии является отсутствие четкой системы технологических и типологических критериев определения каменного и костяного инвентаря. Большинство авторов в каменном инвентаре поздневалдайских памятников отмечает лишь общее обеднение типологического набора и тенденция к уменьшению размеров заготовки по сравнению с предшествующим граветтским эпизодом. Парадоксально, но для всего ПВП Русской равнины к настоящему моменту имеется только один специфический тип орудия – супоневский резец. Отсутствие четко разработанной типологии является главной причиной появления «безликих» индустрий и значительно осложняет интерпретацию коллекций, особенно небольших по количеству и/или редуцированных.

Во время максимума оледенения в Костенках существует локальная замятнинская культура, происходящая из ряда памятников (Костенки 2, 3, 19, возможно 11(Ia)), коллекции каменного инвентаря которых весьма отличаются между собой (Рогачев, Аникович, 1984; Попов, 1989; Аникович и др., 2008). Выделение замятнинской культуры происходило, скорее всего, не на основании сходства орудийных форм, а на противопоставлении иным культурным традициям (в данном случае граветта). Велика вероятность, что при дальнейшем изучении относимых к ней стоянок, замятнинская культура может распасться на ряд

самостоятельных индустрий с отдельными схожими типами изделий. На фоне специфической замятнинской индустрии коллекции стоянок Борщево 1 и Борщево 2 (I, II, III) обладают всеми критериями для их ассоциации с эпиграветтом. Хронологическая последовательность распределения стоянок ПВП в Костенках, а также присутствие ряда сходных типов орудий в памятниках эпиграветта и замятнинской культуры, оставляют много вопросов о происхождении и развитии этих культурных образований.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ, гранты №№ 14-06-00295а и 14-06-00438а

Список литературы:

Gamble C., Davies W., Pettitt P., Hazelwood L., Martin Richards M. 2005. The Archaeological and Genetic Foundations of the European Population during the Late Glacial: Implications for 'Agricultural Thinking' // Cambridge Archaeological Journal. Vol. 15, № 2. Pp. 193-223.

Аникович М.В. 2005. О хронологии палеолита Костенковско-Борщевского района // АЭАЕ. № 3 (23). С. 70-86.

Аникович М.В., Попов В.В., Платонова Н.И. 2008. Палеолит Костенковско-Борщевского района в контексте верхнего палеолита Европы. – СПб: Нестор-История.

Бессуднов А.А. 2011. Памятники поздней поры верхнего палеолита бассейна Верхнего и Среднего Дона. Автореферат дисс. ... канд. ист. наук. СПб.

Бессуднов А.А. 2013. Палеолитические памятники конца плейстоцена в бассейне Верхнего и Среднего Дона // Проблемы заселения Северо-Запада Восточной Европы в верхнем и финальном палеолите (культурно-исторические процессы). – СПб.: ЭлекСис, с. 127-151.

Бессуднов А.Н., Сычева С.А., Бессуднов А.А., Лаврушин Ю.А., Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А. 2013. Геоархеологические памятники Дивногорье 9 и 1 (палеопочвы и отложения МИС 2) // Путеводитель научных экскурсий XII Международного симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению «Палеопочвы, педоседименты и рельеф как архивы природной среды» (10-15 августа, 2013, Курская и Воронежская области, Россия). – М. С. 94-103.

Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины 1961. М.: изд-во АН СССР. 296 с.

Грищенко М.Н. 1976. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука.

Грищенко М.Н., Дурнев Ю.Ф. 1977. О геологическом возрасте и условиях залегания археологических памятников Костенковско-Борщевского района // Проблемы палеолита Восточной и Центральной Европы. Л.: Наука, с. 52-63.

Лазуков Г.И. 1957. Геология стоянок Костенковско-Борщевского района // МИА № 59. С. 135-173.

Лазуков Г.И. 1982. Характеристика четвертичных отложений района // Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону. 1879-1979. Некоторые итоги полевых исследований. Ред. Н.Д. Праслов, А.Н. Рогачев. Л.: Наука. с. 13-37.

Лисицын С.Н. 2011. Граветтийский комплекс стоянки Борщёво 5 в Костенковско-Борщевском районе на Дону // Палеолит и мезолит Восточной Европы. М.: ИА РАН, с. 204-225.

Лисицын С.Н. 2004. Хроностратиграфия стоянки Борщево 5 по данным раскопок 2002-2003 гг. // Костенки и ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное. Тезисы Международной конференции (23-26 августа 2004 г.). Воронеж: с. 66-79.

Панин А.В., Матлахова Е.А., Беляев Ю.Р., Бульарт Ж.-П., Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. 2011. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена // БКИЧП. № 71, с. 47-74.

Панин А.В., Некрасов Д.Ю. 2013. Эрозионная история Покровского лога в районе стоянки Костенки 14 // Путеводитель научных экскурсий XII Международного симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению «Палеопочвы, педоседименты и рельеф как архивы природной среды» (10-15 августа, 2013, Курская и Воронежская области, Россия). М.: с. 79-84.

Попов В.В. 1989. Развитие позднепалеолитической культуры Восточной Европы по материалам многослойной стоянки Костенки 11. Автореф. дисс. ... канд. ист. наук. Л.

Праслов Н.Д. 2001. Палеолит бассейна Дона (проблемы стратиграфии, хронологии и развития культуры). Дисс. в виде научн. доклада на соиск. уч. степени докт. ист. наук. СПб.

Праслов Н.Д., Левковская Г.М., Кулькова Т.Ф. 1977. Условия залегания культурного слоя Гмелинской позднепалеолитической стоянки в Костенках // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука. С. 84-95

Рогачев А.Н. 1957. Многослойные стоянки Костенковско-Боршевского района на Дону и проблема развития культуры в эпоху верхнего палеолита на Русской равнине // МИА. № 59. – С. 9-134.

Рогачев А.Н., Аникович М.В. 1984. Поздний палеолит Русской равнины и Крыма // Палеолит СССР. М.: Наука. с. 162-271.

Синицын А.А. 2006. Костенковская модель верхнего палеолита // Археологическое изучение Центральной России. Тезисы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения В.П. Левенка (13-16 ноября 2006 г.). Липецк: с. 44-46.

Синицын А.А. 2012. Прасловский этап в изучении Костенок // Stratum plus, вып. 1, с. 29-35.

Синицын А.А., Праслов Н.Д., Свеженцев Ю.С., Сулержицкий Л.Д. 1997. Радиоуглеродная хронология верхнего палеолита Восточной Европы // Радиоуглеродная хронология палеолита Восточной Европы и Северной Азии. Проблемы и перспективы. СПб.: АкадемПринт. С. 21-66.

Синицын А.А., Хоффекер Дж.Ф., Синицына Г.В., Спиридонова Е.А., Гуськова Е.Г., Форман Ст., Очередной А.К., Бессуднов А.А., Миронов Д.С., Рейнолдс Б. 2004. Костенки 14 (Маркина гора) // Костенки и ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное. Тезисы Международной конференции (23-26 августа 2004 г.). Воронеж: с. 39-59.

Спиридонова Е.А. 1991. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене–голоцене. М.: Наука.

Цыганов Ю.Ю. 1995. Стоянка Борщево 2 и ее место в палеолите Восточной Европы. Автореферат дисс. ... канд. ист. наук. СПб.

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ В ВОСТОЧНОЙ ГАЛЕРЕЕ ДЕНИСОВОЙ ПЕЩЕРЫ И СМЕНЫ ДРЕВНИХ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВЕК НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ АЛТАЯ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

Н.С. Болиховская^{1,2}, М.Б. Козликин¹, М.В. Шуньков¹

¹Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, shunkov@archaeology.nsc.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, nbolikh@geogr.msu.ru

CLIMATOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER PART OF THE PLEISTOCENE SECTION IN THE DENISOVA CAVE EASTERN GALLERY AND CHANGES OF ANCIENT ENVIRONMENTS IN THE NORTH-WEST ALTAI ACCORDING TO PALYNOLOGICAL DATA

N.S. Bolikhovskaya^{1,2}, M.B. Kozlikin¹, M.V. Shunkov¹

¹Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk,

²Lomonosov Moscow State University, Moscow

Одним из наиболее перспективных объектов для изучения культуры и окружающей среды палеолитического человека на территории Северной Евразии является Денисова пещера, расположенная в низкогорной зоне Алтая. При исследовании рыхлых отложений стоянки был применен целый комплекс современных методов археологии, стратиграфии, литологии, палеонтологии, геохронологии и других смежных дисциплин. Многометровая толща отложений Денисовой пещеры, содержащая культурные остатки от раннего среднего палеолита до этнографического времени, является в настоящее время опорным разрезом для изучения древнейшей истории региона. Палеоантропологические находки из Денисовой пещеры позволили А.П. Деревянко предложить свою гипотезу формирования человека современного современного физического облика.

Особенности растительности и климата верхнего плейстоцена в бассейне верхнего течения р. Ануй (рис. 1) были установлены ранее на основании спорово-пыльцевых данных из разрезов в пещерах Денисова (центральный зал, предвходовая площадка) и Каминная, а также многослойных палеолитических стоянок открытого типа Усть-Каракол-1 и Ануй-2 (Природная среда..., 2003; Деревянко и др., 2000). В ходе дальнейших исследований Денисовой пещеры, в ее восточной галерее была зафиксирована иная стратиграфическая ситуация по сравнению с опорным разрезом в центральном зале. Для получения детальной палинологической характеристики нового разреза (рис. 2) из всех подразделений плейстоценовой толщи восточной галереи было отобрано 139 образцов. Выделение палиноморф проведено в лаборатории географического факультета МГУ по технологии модифицированной версии сепарационной методики (Болиховская, 1995). В настоящее время выполнен подробный анализ проб из толщи слоев 9 и 11 (стратиграфические горизонты 9.1–9.3 и 11.1–11.4), формирующей верхнюю часть плейстоценовых отложений галереи. Полученная палинологическая запись отражает сложную климатостратиграфию этих литологических подразделений.



Рис. 1 – Участок долины в верхнем течении р. Ануй возле Денисовой пещеры.

Образование осадка нижней части слоя 11.4 происходило в климатических условиях, более теплых, чем современные. В это время в окрестностях пещеры преобладали долинныя вязово-ольховые (*Ulmus pumila*, *Alnus glutinosa*) леса с обильным подлеском из лещины обыкновенной *Corylus avellana* и хвойно-березовые (*Betula pendula*, *Pinus sylvestris*) лесные формации горных склонов. В травяном покрове преобладали папоротники семейства Polypodiaceae и злаки, заметную роль играли гроздовник, хвощ и др.

Завершилось формирование отложений слоя 11.4 в период похолодания, сопровождавшегося исчезновением широколиственных древесных пород, ольхи и березы, и, возможно, сокращением площади пойменных лесов. В эту фазу на склонах долины распространялись лесные сообщества из лиственницы и кедра сибирского *Pinus sibirica*, а в приречных древостоях преобладали ивняки. В травяно-кустарничковом покрове доминировали злаки, полынь *Artemisia* subgen. *Euartemisia*, астровые, лилейные и луковые.

Начальному этапу седиментации слоя 11.3 отвечает фаза последующего потепления, приведшая к развитию межстадиальных степей, возможно, лесостепей. В составе пойменных лесов доминировали ивовые и ольхово-вязовые древостой, а на самых сухих и теплых участках долины произрастал дуб. В травяно-кустарничковом покрове лесных ценозов заметную роль играли верескоцветные, осоки и злаки, в прибрежных биотопах произрастали частуховые. На участках степной и лугово-степной растительности преобладали злаково-разнотравные сообщества с богатым разнотравьем – Asteraceae, Geraniaceae, Ranunculaceae, Brassicaceae, Polygonaceae, Gentianaceae, Scrophulariaceae, Boraginaceae, Valerianaceae, Polemoniaceae, Fabaceae и др.

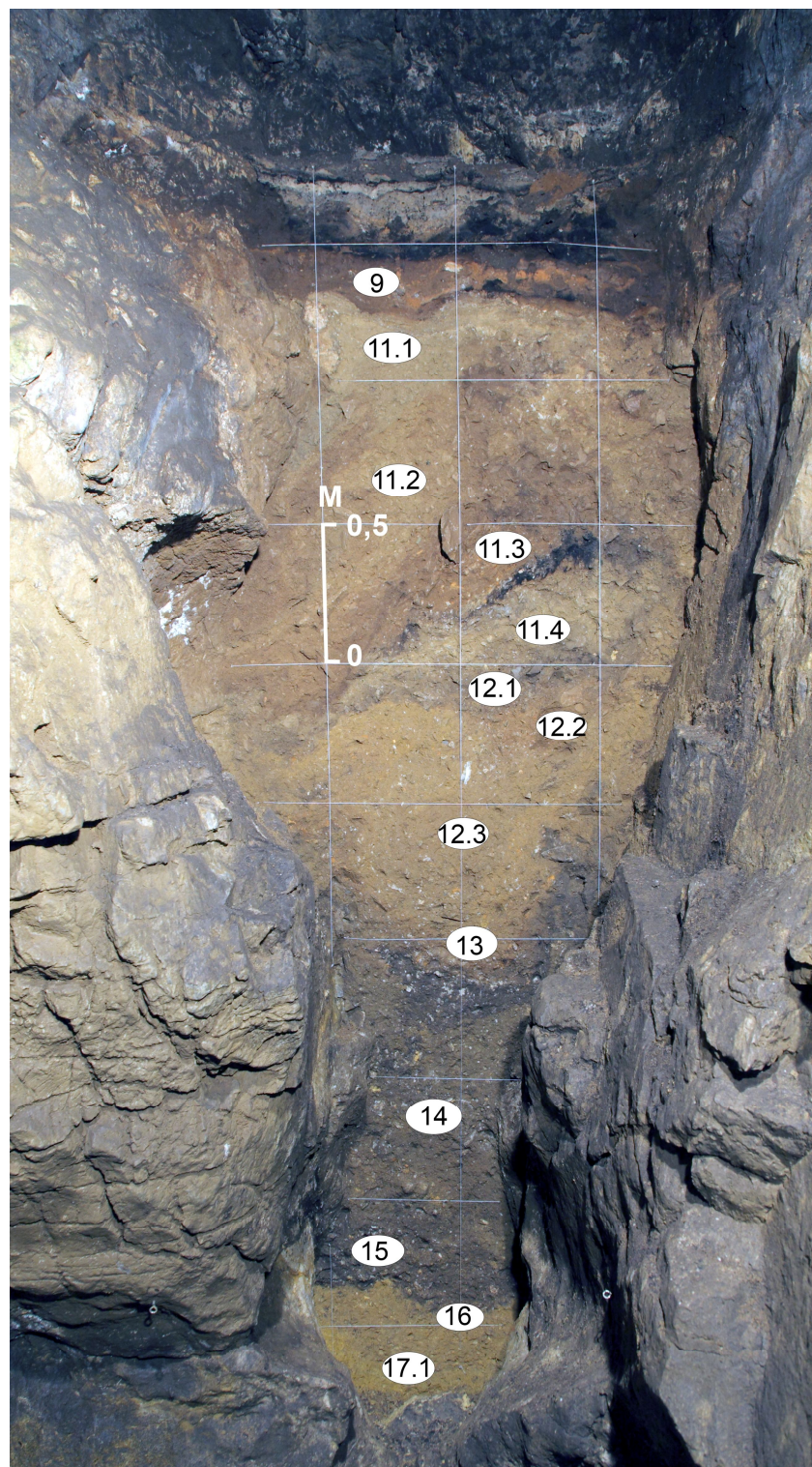


Рис. 2 – Плейстоценовые отложения в восточной галерее Денисовой пещеры.

С этой фазы в большинстве спорово-пыльцевых спектров из толщи слоев 11 и 9 отмечена пыльца прибрежно-водных и водных растений. В этой группе преобладает пыльца семейства частуховых *Alismataceae*, встречены остатки рдеста, растущего в озерах, старицах и заводях рек.

Спорово-пыльцевой спектр из средней части слоя 11.3 отражает фазу значительного иссушения и, возможно, относительной криоаридизации климата, развития перигляциальных сухостепных ландшафтов. На этом уровне сокращается количество пыльцы деревьев и спор. Исчезает пыльца ольхи и широколиственных пород, присутствует незначительное количество пыльцы ели сибирской и ивы, споры представлены несколькими зернами *Bryales*. В составе травяно-кустарничковых растений преобладает пыльца полыни (до 48%) и других *Asteraceae*, злаков, верескоцветных, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Saxifragaceae*, *Lamiaceae*. В горных районах большинство представителей родов последних трех семейств растет на сухих каменистых или глинистых склонах.

Кровля слоя 11.3 формировалась в условиях климата прохладного и более влажного, чем в предшествовавшую фазу. В это время в долине преобладали перигляциальные елово-кедровые редколесья и злаково-разнотравные степи. В растительном покрове степных и лугово-степных ценозов эдификаторами наряду со злаками выступали астровые. Значительное участие и разнообразие имели и другие представители разнотравья – *Polygonaceae*, *Apiaceae*, *Ranunculaceae*, в том числе *Thalictrum*, *Dipsacaceae*, *Scrophulariaceae*, *Lamiaceae*, *Valerianaceae*, *Cichoriaceae*, *Fabaceae*, *Alliaceae*, *Campanulaceae*, *Geraniaceae* и др. Древесно-кустарниковую растительность поймы представляли ивняки и заросли смородины, в травяно-кустарничковом ярусе заметную роль играли верескоцветные, злаки и осоки, а в прибрежно-водных ассоциациях доминировали частуховые.

В отложениях слоев 11.4 и 11.3 были обнаружены каменные артефакты основного этапа среднего палеолита. В наборах ядрищ в индустриях из этой части разреза распространены плоскостные параллельные и радиальные нуклеусы, нуклеусы типа комбева. Небольшой серией представлены леваллуазские ядрища для получения отщепов и пластин. В орудийном наборе преобладают различные типы скребел, хорошо выражен зубчато-выемчатый компонент. Присутствуют изделия верхнепалеолитической группы, включающие такие категории, как скребки, резцы, долотовидные орудия и тронкированные сколы.

Пыльцевые спектры из слоя 11.2, формировавшегося в открытых перигляциальных горно-степных ландшафтах, по большинству показателей имеют схожие характеристики. В группе травяно-кустарничковых растений преобладает пыльца злаков, астровых, многочисленных и разнообразных представителей разнотравья. Перигляциальную природу ландшафтов подчеркивает также совместное нахождение пыльцы верескоцветных и эфедры, реже – пыльцы эулофии туркестанской *Eulophia turkestanica* (Litv.) Schlechter. В малочисленной группе древесных пород присутствуют единичные пыльцевые зерна ивы, сосны обыкновенной и сибирской кедровидной, облепихи *Hippophaë* sp., жимолости *Lonicera* sp. и других кустарников. Споры, по сравнению с древесной группой, имеют в спектре большее процентное содержание и принадлежат зеленым мхам *Bryales* и папоротникам семейства *Polypodiaceae*.

Судя по составу и процентным соотношениям таксонов в группе пыльцы трав и кустарничков в спектрах из слоя 11.1, площади распространения и облик растительного покрова степных и лугово-степных ассоциаций оставались прежними на протяжении большей части накопления слоя. Вместе с тем данные из нижней части слоя показывают увеличение вверх по разрезу количества пыльцы деревьев и кустарников, достигшее максимального значения в спектре из средней части слоя. Формирование этих отложений происходило в теплых межстадиальных климатических условиях, возможно, близких межледниковым. На склонах и террасовых уровнях долины в составе лесных участков доминировали широколиственные леса из дуба черешчатого, ясеня и липы с подлеском из лещины обыкновенной, а также березовые колки.

В спектрах из верхней части слоя 11.1, формировавшейся в засушливом климате, единичная пыльца древесно-кустарниковых растений принадлежит иве, жимолости и крыжовниковым. Максимум иссушения климата, близкого к его аридизации, выражен в спектре из кровли слоя, в котором преобладает пыльца полыни, других *Asteraceae* и *Cichoriaceae*.

В пределах слоев 11.2 и 11.1 были обнаружены артефакты раннего этапа верхнего палеолита. Технологию первичного расщепления в каменных индустриях этого времени характеризуют плоскостные ядрища параллельного и радиального принципов раскалывания. В орудийном наборе отмечены яркие образцы скребков, резцов, долотовидных орудий, отличающихся хорошо выраженной верхнепалеолитической морфологией. Каменную индустрию сопровождают разнообразные подвески, пронизки, бусины, кольца, изготовленные из зубов и костей животных, бивня мамонта и поделочного камня. По образцу кости из слоя 11.2 была получена ^{14}C (AMS)-дата $50\,300 \pm 2\,200$ л.н. (ОхА-V-2359-16).

Для времени формирования толщи слоя 9 реконструированы три фазы развития растительности и климата. Накоплению отложений слоя 9.3 отвечает фаза относительно холодного климата и господства еловых (*Picea obovata*) лесов с примесью кедра сибирского. Седиментация осадка в верхней части слоя 9.2 происходила в условиях сурового криоаридного климата. В это время в окрестностях пещеры были широко развиты перигляциальные тундро-степи. Основу растительности составляли ольховник, береза кустарниковая, верескоцветные, эфедра, полыни и злаки. Слой 9.1 формировался в период распространения перигляциальных лесостепей, когда на склонах долины господствовали пихтово-кедрово-еловые леса, а на открытых участках – разнотравно-злаковые и полынно-маревые группировки.

Археологические материалы из слоя 9 отражают дальнейшее развитие верхнепалеолитических комплексов Денисовой пещеры. В индустриях второй половины верхнего палеолита возрастает роль пластинчатого производства, появляются свидетельства использования микропластинчатой технологии. В орудийных наборах хорошо выражен верхнепалеолитический компонент.

Таким образом, границы палино- и климатостратиграфических подразделений часто не совпадают с литостратиграфическими рубежами. Это обстоятельство обусловлено спецификой осадконакопления и постседиментационными преобразованиями пещерных отложений, а также длительным периодом их формирования и происходившими в это время глобальными изменениями климата. Климатические флуктуации сопровождались в свою очередь относительно быстрыми трансформациями зональных растительных сообществ, характеризующихся на северо-западе Алтая значительным эколого-фитоценотическим разнообразием (Болиховская, Шуньков, 2014).

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект №14-50-00036).

Список литературы:

Болиховская Н.С. 1995. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ. 270 с.

Болиховская Н.С., Шуньков М.В. 2014. Палеогеографические особенности развития растительности и климата Северо-Западного Алтая в плейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. № 2 (58), с. 2–17.

Деревянко А.П., Болиховская Н.С., Маркин С.В., Соболев В.М. 2000. Палеогеография финала плейстоцена среднегорной зоны Северо-Западного Алтая // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, с. 154–161.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А. 2003. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. 448 с.

ПЕРВОНАЧАЛЬНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКОМ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ: ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И АРХЕОЛОГИЯ

С.А. Васильев

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
sergevas@AV2791.spb.edu

INITIAL PEOPLING OF NORTH AMERICA: PALEOGEOGRAPHY AND ARCHAEOLOGY

S.A. Vasilyev

Institute for the Material Culture History RAS, St. Petersburg, Russia

Введение

Вопросы первоначального заселения Нового Света неоднократно привлекали внимание А.А. Величко (Марков, Величко, 1967; Марков и др., 1968). Эта тема подробно рассматривалась в процессе нашей совместной многолетней работы над атласом-монографией, посвященной реконструкции картины освоения древним человеком Севера (Первоначальное заселение Арктики..., 2014). Цель доклада – представить на основе открытий последних лет очерк раннего расселения людей на североамериканском континенте (новейшие обобщающие труды см. Paleoamerican Odyssey..., 2013; Васильев и др., 2015). Ранняя археология Северной Америки неразрывно связана с палеогеографическими феноменами позднего плейстоцена – развитием и деградацией ледниковых щитов, образованием безледного коридора, осушением значительных площадей шельфа и др.

Берингия: динамика соотношения моря и суши и древнейшие следы человека

В эпоху позднего плейстоцена Берингская суша существовала в интервале от 27 до 14,0-13,8 тыс. лет (все радиоуглеродные датировки даны по калиброванной шкале). Древнейшие достоверные следы обитания человека в американской части Берингии относятся ко времени около 14,8-14,7 тыс. лет (нижний культурный слой стоянки Свон Пойнт). Микропластинчатая индустрия памятника отражает первую миграционную волну, шедшую из Северо-Восточной Азии. В дальнейшем, во время, соответствующее аллереду и позднему дриасу, на Аляске и Юконе сосуществовали три группы предположительно разнотипных комплексов – денали (микропластинчатая), ненана и палеоиндейская. Среди новых открытий, относящихся к культуре денали, отметим изучение серии жилых комплексов и погребений на стоянке Апуорд Сан Ривер. Палеоиндейские памятники Аляски, в свою очередь, неоднородны и включают как минимум три группы с различными типами охотничьего вооружения – мейза, слюсвей и желобчатые наконечники. Открытия на северо-западной Аляске (стоянки Рейвен Блафф и Серпентайн Хот Спрингз) рисуют картину широкого распространения различных типов желобчатых наконечников в Берингии во время от 12,4 до 10 тыс. лет. Появление на севере форм наконечников, близких найденным на Великих Равнинах, может быть объяснено за счет шедшей с юга миграции людей вслед за стадами бизонов.

Тихоокеанский путь

Путь вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки считается сейчас наиболее вероятным маршрутом движения первых поселенцев. Этот проход был пригоден для расселения, начиная со времени примерно 15 тыс. лет. К сожалению, поднятие уровня океана в голоцене привело к затоплению участков, потенциально содержащих остатки стоянок. Датировки древнейших комплексов северо-западного побережья моложе 12,6 тыс. лет. Находки на расположенных южнее островах близ побережья Калифорнии рисуют картину освоения человеком региона в эпоху, начиная с 13 тыс. лет, и раннее формирование здесь приморских адаптаций. Вероятно, эти местонахождения связаны с распространением культуры черешковых наконечников.

Коридор Макензи

Начиная со времени около 14 тыс. лет, образуется доступный для проникновения животных и человека проход между Лаврентийским и Кордильерским ледниками. К сожалению, до сих пор в пределах коридора не встречены следы раннего человека; древнейшие стоянки имеются только в крайней южной части коридора и относятся ко времени порядка 11 тыс. лет.

Памятники пре-кловис к югу от ледниковых щитов

Открытия последних десятилетий убедительно показали наличие в различных частях североамериканского континента четко стратифицированных комплексов, более древних по сравнению с культурой кловис (в основном датированной в интервале 13,4-12,7 тыс. лет). Наибольшую известность получили стоянки, расположенные на северо-востоке (навес Медоукрофт) и юго-востоке США (Топпер, Кактус Хилл, Пейдж-Ладсон), а также в Техасе (Голт, Дебора Фридкин). Есть серия местонахождений с остатками мамонта (Шеффер, Хебиор) и мастодонта (Манис) с признаками присутствия человека. В основном речь идет о пунктах с датировками порядка 15-14 тыс. лет, хотя есть и более ранние даты. Особое значение имеют находки из пещер Пейсли в Орегоне, свидетельствующие о более раннем по сравнению с кловис (начиная с 15 тыс. лет), появлении на западе континента культуры черешковых наконечников, в дальнейшем сосуществовавшей с кловис.

Заключение

В итоге вместо картины единой волны первоначального заселения, ориентированной с северо-запада на юго-восток (от Берингии через коридор Макензи на территорию к югу от ледниковых щитов), мы имеем сложную историю разновременных и разнонаправленных миграций. Вероятно, древнейшие люди проникли на основную территорию Северной Америки из Берингии, продвигаясь вдоль тихоокеанского побережья, а затем расселяясь на восток. Продвижение по коридору Макензи, по-видимому, имело место в более позднее время. На территории юго-востока США возникла культура кловис, распространившаяся затем в северном и западном направлениях по всему континенту. Наконец, финал плейстоцена ознаменовался «обратной» миграцией группы палеоиндейцев на север, по коридору Макензи, в Берингию.

Список литературы:

Васильев С.А., Березкин Ю.Е., Козинцев А.Г., Пейрос И.И., Слободин С.Б., Табарев А.В. 2015. Заселение человеком Нового Света: опыт междисциплинарного исследования. – СПб.: Нестор-история. 680 с.

Марков К.К., Величко А.А. 1967. Четвертичный период, т. III. – М.: Наука. 439 с.

Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. 1968. Плейстоцен. – М.: Изд-во «Высшая школа». 304 с.

Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды: атлас-монография 2014. Под ред. Котлякова В.М., Величко А.А., Васильева С.А. М.: ГЕОС. 518 с.

Paleoamerican Odyssey. 2013. Graf K.E., Ketron C.V., Waters M.R. (eds.). – College Station, Center for the study of the First Americans. 573 p.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ МОРФОЛОГИЯ, ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И АДАПТИВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАННЕГО *HOMO* ИЗ НАРИОКАТОМЕ III (КЕНИИ).

С.В. Васильев¹, С.Б. Борутская²

¹Институт этнологии и антропологии РАН, Москва, Россия, vasbor1@yandex.ru

²Московский Государственный Университет, Москва, Россия

EVOLUTIONARY MORPHOLOGY, THE TAXONOMIC POSITION AND THE ADAPTIVE CHARACTERISTICS OF THE EARLY *HOMO* FROM NARIOKOTOME III, KENYA

S. V. Vasilyev¹, S. B. Borutskaya²

¹Institute ethnology and anthropology RAS, Moscow, Russia

²Moscow State University, Moscow, Russia

В 1984 г. в Кении, на южном берегу реки Нариекотоме (западный берег оз. Туркана) помощником Р.Лики, Камоя Кимеу, были обнаружены хорошо сохранившиеся фрагменты почти полного черепа с нижней челюстью 12-15 летнего подростка. Впоследствии в течение трех лет, с 1984 г. по 1987 г. Р.Лики (R. Leakey) и А. Уолкером (A. Walker) были найдены кости почти полного посткраниального скелета 12-15-летнего ребенка: позвоночник, рёбра, ключицы, обе лопатки, все длинные кости конечностей, фрагмент таза (кости кистей рук и стоп отсутствовали). Датировалась находка ранним плейстоценом. Ранее полученные даты по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, имели большой разброс. Дальнейшие исследования позволили определить возраст в 1.60 ± 0.05 Млн. Скелет был найден в верхних горизонтах свиты Кооби Фор в северной Кении. Памятник располагается непосредственно на туфовом комплексе Окоте, который залегает между туфами KBS и Chari. В мировую науку эта находка вошла под шифром KNM WT 15000. Она является одной из самых великих находок в палеоантропологии. Многие исследователи изучали эти останки, однако многие интерпретации и факты остаются спорными и толкуют антропологов на все новые и новые штудии (см.: The Nariokotome *Homo erectus* skeleton, 1993). Поэтому, увидев муляж полного скелета этой находки в Музее Человека в Париже, мы решили провести собственное исследование.

Определение биологического возраста индивида из Нариекотоме III было сопряжено с рядом трудностей. Во-первых, мы работали не с настоящими костями, а с муляжами, доверяя точности воспроизведения всех структур. Во-вторых, при определении биологического возраста индивида мы могли руководствоваться сведениями о костном возрасте только лишь современного человека. Понятно, что мальчик Нариекотоме III не принадлежит к виду *Homo sapiens*, являясь представителем эволюционно промежуточной формы гоминид между *Homo habilis* и *Homo ergaster*, жившей в Восточной Африке приблизительно 1,8 млн. лет назад. Одновременно мы не считаем верным попытки определения биологического возраста индивида Нариекотоме III, сопоставляя показатели онтогенеза его скелета с таковыми антропоморфных обезьян, шимпанзе, пусть даже генетически наиболее близких современному человеку, поскольку юноша из Нариекотоме все же гоминид. Поэтому большее сходство онтогенетического развития скелета следует искать именно с современным человеком, а не с шимпанзе. Хотя, конечно, процесс индивидуального развития индивида из Нариекотоме мог и значительно отличаться от такового у современного человека (Smith, 2004).

По совокупности признаков онтогенеза посткраниального скелета можно сделать заключение о возрасте индивида – 14-16 лет, если бы он был сходен с *Homo sapiens*. С учетом, вероятно, несколько более раннего созревания скелета у переходной эректоидной формы Нариекотоме III, мы делаем заключение о его возрасте – чуть моложе, то есть, – 14-15 лет или около 14 лет. Таким образом, возраст индивида соответствует стадии постнатального онтогенеза – собственно пубертатному периоду. В возрасте 13-15 лет

современные мальчики обычно наиболее интенсивно растут в длину, это период так называемого перипубертатного спурта. Можно предположить подобное явление и у гоминид эректоидной стадии эволюции и то, что исследуемый индивид как раз и находился в стадии особенно быстрого линейного роста – перипубертатного спурта. Такого же мнения придерживаются и другие исследователи (Smith, 2004). И не исключено, что достигнутая к этому времени длина тела могла быть близка к итоговой, особенно, если предполагать более раннее завершение в то время у гоминид полового созревания.

Череп Нариокотоме III реконструирован из нескольких крупных фрагментов и имеет сравнительно неплохую сохранность. Разрушен верхний край правой глазницы, и надорбитная область в районе глабеллы, медиальная часть верхнего края левой глазницы и скуловые дуги. Они были реконструированы при помощи восковой мастики (рис.1).



Рис. 1. Череп Нариокатоме III

Форма черепной коробки при взгляде сверху бирзоидная - наибольшая ширина черепа сдвинута назад с резким сужением в височной (позадиглазничной) области. Череп очень мелкий, его продольный и поперечный диаметры в категории очень малых размеров. Он может быть описан как среднеудлиненный и относительно узкий – мезокранный. Высотно-продольный указатель очень малый, на границе очень малых величин группового минимума для современного человечества, что свидетельствует о хамекрании. Однако попадает он в эту категорию исключительно из-за малой величины продольного диаметра, поскольку абсолютная величина высотного диаметра от базиона (№ 17 по Мартину), вне категорий величины признака для современного человечества. В категорию тапейнокранных черепов попадает он по высотно-поперечному указателю. Величины обоих указателей говорят о невысоком черепе. Лоб скошенный и визуально довольно узкий. Абсолютные размеры наименьшей и наибольшей ширины лба входят в категорию очень малых. По лобно-поперечному указателю череп микроземный (узколобый). Развитие надпереносья оценивается в шесть баллов по шестибальной шкале Брока. Надбровные дуги (тип III) – огибают в виде валиков весь надглазничный край. Затылок очень широкий, по шкале современного человечества он попадает в категорию средних величин, и несколько округлый. Затылочное отверстие вытянуто в сагиттальном направлении. Сосцевидные отростки слабо выражены. Затылочно-поперечный указатель значительно превышает

максимальные значения для современного человека, это говорит о большем сближении затылочного и поперечного диаметров черепа Нариокатоме III. Затылочный гребень отсутствует.

Лицевая часть черепа относительно мозговой, как и следовало ожидать, – крупная. Ее скуловой диаметр по современному масштабу в категории малых величин, а по величине верхней высоты лица – в категории средних величин, на границе с большими. То есть, лицевой скелет высокий, по верхнелицевому указателю лептенный (показатель высоколицести). Обращает на себя внимание, что верхняя ширина лица, напротив, на границе с большими размерами. Угол горизонтальной профилировки на верхнем и среднем уровнях относятся к категории средних, т.е. лицо довольно средне профилировано. Сильный прогнатизм лицевого скелета в целом и альвеолярного отростка в частности подтверждается значениями указателя выступания лица (указатель Флоуэра), что связано с исключительно большой величиной длины основания черепа, намного превосходящей групповой максимум современного человечества. Краниофациальный вертикальный указатель превышает максимальное значение для *Homo sapiens* и близок, с одной стороны, к его величине у синантропа (66,8), а с другой стороны к черепу из Брокен Хилл (73,6). То есть наблюдается сочетание высокого лица и низкой мозговой коробки. Краниофациальный поперечный указатель также очень велик, что говорит о сочетании широкого лица и относительно менее широкой мозговой коробки.

Орбиты высокие и относительно неширокие (гипсиконхные). Верхний край орбиты закругленный. Форма верхнего края глазниц прямоугольная. Нижний край глазниц имеет несколько приспущенный латеральный край. Видна посмертная деформация орбит. Левая глазница имеет большую высоту, чем правая. В абсолютных размерах нос высокий и очень широкий (хамерринный), тоже подтверждается и носовым указателем. Симотический и максиллофронтальный указатели входят в категорию очень малых, что говорит о довольно низком переносе. Зигомаксиллярная область среднеширокая. Имеются признаки наличия слабовыраженной клыковой ямки и справа подглазничного вздутия. На лобных отростках верхней челюсти имеются вздутия, характерные для неандертальских форм. Нижний край грушевидного отверстия – *sulcus praenasalis* (подносовой желоб).

Нижняя челюсть представлена хорошо стыкующимися четырьмя фрагментами, без какого-либо дефекта костной ткани. Она небольших размеров, довольно грацильная, что возможно объясняется подростковым возрастом индивида. Показателем общей величины нижней челюсти является ее модуль, представляющий среднюю арифметическую длины челюсти от мыщелков и мыщелковой ширины. Он равен 113,5 единицам, но не очень показателен, поскольку у ископаемых сапиенсов он варьирует в пределах 110-118 единиц. Обращает на себя внимание низкое тело нижней челюсти и широкая восходящая ветвь. Тело нижней челюсти лишено подбородочного выступа, контур профиля наружной поверхности симфизарной области – уходящий назад, при виде спереди симфизарная область уплощена и имеет небольшую депрессию на уровне середины высоты симфиза, которая в профиль не просматривается.

Внутренняя поверхность симфизарной области идет полого вниз и назад, круто обрываясь на уровне задней поверхности P_2 . Подязычные ямки выражены слабо. Вместо подбородочной ости – глубокая ямка, под ней небольшая обезьянья полка, дно которой образовано базальным краем нижней челюсти. Ямки двубрюшной мышцы выражены отчетливо. Нижняя поверхность базального края широкая и плоская, она утончается по направлению к углам восходящей ветви. Наибольшая толщина базального края – на уровне *For. ment.*, он равен 14 мм, альвеолярный край на том же уровне – тоньше, 11,5 мм. Тип строения базальной части, как у большинства эректоидных форм (Васильев, 1999), имеет две точки опоры. Высота тела небольшая, базальная часть по высоте равна альвеолярной, т.к. подбородочные отверстия находятся почти на уровне середины высоты тела. Подбородочных отверстий три, справа – округлой формы под P_2 , левых два, между P_1 - P_2 – овальной формы, второе меньшего размера – несколько ниже и кзади, между M_1 и P_2

Индексы массивности говорят о значительном развитии тела нижней челюсти в толщину: на уровне подбородочного отверстия процентное отношение толщины тела к его высоте равно 53,8, а на уровне промежутка M_1 и M_2 – 58,1.

Форма тела нижней челюсти может быть охарактеризована индексом передней альвеолярной дуги, индексом полной альвеолярной дуги, представляющими собой отношение длины к ширине, и индексами длиннотных и широтных размеров дуги. В своих измерениях длину полной альвеолярной дуги брали от инцизиона до касательной к передней стенке M_3 .

При определении местоположения находки Нариокотоме III среди других раннепалеолитических форм нами был использован метод главных компонент по 11 краниологическими признакам. В результате проведенных анализов мы можем констатировать выделение двух групп гоминид. В первой группе с относительно малыми продольным и поперечным диаметрами, короткой и узкой мозговой коробкой наряду с Нариокотоме III оказались Кооби Форы 3883, 1470, 1813, Дманиси 2700 и Олдувайский гоминид 24. То есть, в эту группу попали африканские представители *Homo habilis* (ОН 24), *Homo rudolfensis* (KNM ER 1470, 1813) и *Homo ergaster* (KNM ER 3883). Кроме того, в группе оказалась находка из Дманиси с очень спорным и скорее промежуточным таксономическим рангом. Близость ко всем этим формам может говорить о неопределенности и некоторой промежуточности таксономического ранга Нариокотоме III между хабилинными и эректоидными формами. Причем сама находка также в своей группе занимает промежуточное положение, по второй главной компоненте, демонстрируя средние показатели в группе по ширине затылка и высоте мозговой коробки. Вторая группа целиком состоит из азиатских эректоидных форм. Туда вошли все питекантропы, синантропы, Хэсян, Нгандонг и Дали. Последняя находка нередко относится исследователями к таксону *Homo heidelbergensis*. Они отличаются более длинной и широкой мозговой коробкой, длинным и широким основанием черепа.

В результате сравнительного анализа можно сделать вывод о том, что индивид из Нариокотоме III по своим краниометрическим параметрам занимает промежуточное положение между таксонами *Homo habilis/Homo rudolfensis* и *Homo ergaster*. В ряде случаев, в частности, в строении надорбитной и зигомаксиллярной областях встречаются признаки, характерные для неандертальцев.

При сопоставлении рассчитанных индексов пропорций конечностей и массивности кости у Нариокотоме III с индексами взрослого человека современного типа можно констатировать следующее:

1. Относительную длинноноготь; относительно удлиненное плечо, согласно плече-бедренному индексу; укороченное предплечье относительно голени, согласно луче-берцовому индексу; удлиненную голень по показателям берцово-бедренного индекса. Однако эти показатели могли быть несколько иными, если бы мы исследовали этого же индивида в зрелом возрасте. В целом пропорции тела указывают на достаточно уверенную походку при перемещении на большие дистанции. W.Wang с соавторами считают, что пропорции скелета соответствуют более уравновешенной походке по сравнению с афарскими австралопитеками (Wang, 2004).

2. Для индивида были характерны очень узкие плечи – 31,2 см (уже с прибавкой на не приросшие суставные поверхности), что можно также связать с молодым возрастом юноши Нариокотоме III.

3. Можно отметить очень грацильные плечевые, локтевые, бедренные, большеберцовые кости, что вполне нормально для молодого индивида. Средне-массивные ключицы. Достаточно укрепленные локтевые кости в верхней части диафиза. Хорошее развитие тела кости в сагиттальном направлении и шероховатой линии левой бедренной кости. Обе бедренные кости по степени платиметрии сильно расширены в верхней части диафиза (или уплощенные в сагиттальном направлении), то есть, - гиперплатиметричны. Однако трудно сказать, насколько изменились бы они у этого индивида во взрослом возрасте.

Большеберцовые кости отличались низкой степенью уплощенности, то есть характеризовались как мезокнемичная (правая) и эурикнемичная (левая).

Прижизненная длина тела рассчитывалась нами по формулам, взятым из методического пособия В.П. Алексеева «Остеометрия» (Алексеев, 1966). Для определения длины тела мы выбрали формулы Дюпертюи и Хеддена, а также Пирсона и Ли. Кроме того, мы определили величину прижизненного роста индивида и по сумме длин правых бедренной и большеберцовой костей. В данном случае общая длина большеберцовой кости измерялась на муляже, который был уже реконструирован. К сожалению, мы не смогли воспользоваться формулами Н.Н.Мамоновой для расчета исходных длин большеберцовых костей, поскольку необходимые фрагменты и, соответственно, точки на фрагментах этих костей не сохранились. А оставшиеся фрагменты диафизов были короче необходимого. Для вычисления прижизненной длины тела мы руководствовались формулами Дюпертюи и Хеддена, Пирсона и Ли, а также Бунака (Алексеев, 1966). В итоге, по нашим расчетам, средняя прижизненная длина тела юноши из Нариокотоме III составила в среднем 167,3 см. Другими авторами получены самые разные, в том числе несколько иные результаты. Так, в работе S.L.Smith при цитировании Ruff and Walker (1993), указаны цифры 153,5 – 160,0 см (Smith, 2004). Мы согласны, что прижизненный рост индивида KNM 15000 мог быть немножко ниже 167 см, поскольку, во-первых, мы воспользовались формулами вычисления прижизненной длины тела для взрослых людей, во-вторых, – современных людей, во всяком случае, сапиенсов. У юноши-эректуса (эргастера) из Нариокотоме и возраст был молодым и некоторые показатели скелета несколько иными, например, высота черепа у него явно ниже, чем у современного взрослого человека

Список литературы:

- Алексеев В.П. 1966. Остеометрия. Методика антропологических исследований. М.: Наука, 251 с.
- Васильев С.В. 1999. Дифференциация плейстоценовых гоминид. М.: ИЭА РАН, 152 с.
- Пашкова В.И. 1963. Очерки судебно-медицинской остеологии. М.: Медгиз. С. 66-71
- Smith Sh. 2004. Skeletal Age, Dental Age, and the Maturation of KNM-WT 15000. //Amer. Journ. of Phys. Anthropol., vol. 125. P. 105-120
- The Nariokotome Homo erectus skeleton. 1993. Ed. by A. Walker, R. Leakey. Horward University Press. 207 p.
- Wang W., Crompton R.H., Carey T.S., Gunther M.M., Li Y., Savage R., Sellers W.I. 2004. Comparison of inverse-dynamics musculo-skeletal models of AL 288-1 Australopithecus afarensis and KNM-WT 15000 Homo ergaster to modern humans, with implications for the evolution of bipedalism. //Journal of Human Evolution, vol. 47, P. 453-478.
-

КОМПЛЕКСНОЕ АНТРОПОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОСТАНКОВ ИЗ МОГИЛЬНИКА ТАМ ХАНГ (ЛАОС)

С.В. Васильев¹, С.Б. Борутская²

¹Институт этнологии и антропологии РАН, Москва, Россия

²Московский Государственный Университет, Москва, Россия, vasbor1@yandex.ru

COMPREHENSIVE ANTHROPOLOGICAL STUDY OF THE REMAINS FROM THE TAM HANG BURIAL GROUND, LAOS

S. V. Vasilyev¹, S. B. Borutskaya²

¹Institute ethnology and anthropology RAS, Moscow, Russia

²Moscow State University, Moscow, Russia

Местонахождение Там Ханг (Tam Hang) расположено в Северном Лаосе, в провинции Хуа Пан (Hua Pan) на высоте 1120 м. над уровнем моря (20°24'N и 104°02'E). Оно представляет собой каменное укрытие из известняка и располагается в подножии горы Поу Лои (P'ou Loi) горной цепи Аннэмайт (Annamite), которая простирается с северо-запада на юго-восток вдоль границы Лаоса и Вьетнама. Там Ханг был открыт в 1934 году Жаком Фромажем (Fromaget), работавшим в Геологической службе Индокитая. Фромаж проводил раскопки в трех местах в ста метрах от каменного укрытия: Северный Там Ханг (THN), Центральный Там Ханг (THC) и Южный Там Ханг (THS). В THS были обнаружены значительные палеонтологические и археологические материалы, как внутри каменного укрытия, так и снаружи. Стены и карстовые отложения, из которых состоит каменное укрепление Там Ханг, имели много включений среднеплейстоценовой фауны млекопитающих. Археологические артефакты и человеческие останки были извлечены из отложений под укрытием.

К сожалению, геологические отчеты с мест раскопок за пределами каменного убежища отсутствовали. Археологические коллекции, обнаруженные Фромажем, были только коротко описаны и на сегодняшний день считаются утерянными. Часть человеческих скелетов из раскопок Там Ханга сохранились и в настоящее время доступны для изучения в Музее Человека в Париже (Musée de l'Homme, Paris). Из 17 черепов, обнаруженных Фромажем, в музее хранится только 10 целых черепов. Шести черепам соответствовали и посткраниальные скелеты. А всего, в общей сложности, остеологически было исследовано 3 мужских и 4 женских посткраниальных скелета. Образцы для радиоуглеродного анализа были взяты из костного материала трех из этих индивидов. В костях только одного скелета (THS 10, фрагменты ребер) содержалось достаточное количество коллагена для проведения надежного датирования. В итоге была получена дата погребения 15.7 ± 0.8 тыс. (Shackelford, Demeter, 2011).

Целью данного исследования является краниологическая и остеологическая характеристика верхнепалеолитического погребения из Лаоса Там Ханг. Задачами исследования были: 1) определение однородности группы методом главных компонент по угловой морфометрии мозговой коробки и лицевого скелета; 2) сравнение мужских лаосских черепов с верхнепалеолитическими черепами Европы и Азии, используя краниометрические параметры; 3) задачей остеометрического исследования было дать остеологическое и палеопатологическое описание палеопопуляции из Лаоса.

Нами было исследовано 10 черепов из Там Ханга, из которых 6 были мужские (каталожные номера 20537, 20538, 20540, 20541, 20542, 20543) и 4 - женские (каталожные номера 20533, 20534, 20535, 20550) (Пашкова, 1963). Остеометрически было исследовано 6 неполных посткраниальных скелетов. Исследования проводились как по классической краниологической программе (Алексеев, Дебец, 1964), так и по авторской программе угловой морфометрии черепа (Васильев, 1999). Было проведено измерение костей посткраниального скелета по стандартной остеометрической программе (с некоторыми

нашими добавлениями) (Алексеев, 1966; Мамонова, 1968). Остеоскопическое описание базировалось на программе В.Н.Федосовой (Федосова, 1986).

Краниология.

Мужская часть серии практически неоднородна, однако среди общих краниометрических характеристик можно выделить следующее.

Форма черепной коробки мужчин при взгляде сверху либо овоидная, либо пентагоноидная. Черепа мужчин могут быть описаны как укороченные и относительно широкие – брахикранные. Высотно-продольный указатель большой свидетельствует о гипсикрании. В категорию акрокранных черепов попадают они по высотно-поперечному указателю. Оба показателя говорят об относительно высоком черепе. Лоб покатый и визуально довольно узкий. Абсолютные размеры наименьшей и наибольшей ширины лба входят в категорию средних. По лобно-поперечному указателю череп мезоземный. Теменные бугры расположены высоко. Относительно низкий указатель кривизны теменных костей говорит о небольшом радиусе изогнутости их. Затылок среднеширокий. Угол перегиба затылка очень малый, что указывает на сильный ее перегиб и уплощенность нижней чешуи затылочной кости. Сильное развитие имеют верхние выйные линии (*linea nuchae superior*), которые представляют собой валикообразные массивные структуры, следует отметить также развитие наружного затылочного выступа (*protuberantia occipitalis externa*).

Лицевая часть черепа среднеширокая и относительно высокая, по верхнелицевому указателю – мезенная. Углы горизонтальной профилировки относятся к категории больших. Назо-молярный угол в среднем 150 градусов. Это указывает на ярко выраженную уплощенность лица у этих черепов. Ярко выражен альвеолярный прогнатизм. Что подтверждается значениями указателя выступания лица (указатель Флоуэра). Это можно трактовать как морфологическую архаику. Орбиты высокие и относительно не широкие (гипсиконхные). Верхний край орбиты притупленный. Надглазничные каналы не замкнуты (в виде вырезки). Форма верхнего края глазниц прямая. Нижний край глазниц имеет несколько приспущенный латеральный край. В абсолютных размерах нос высокий и относительно широкий (хамеринный), тоже подтверждается и носовым указателем. Симотический и максиллофронтальный указатели входят в категорию малых, что говорит о незначительной высоте переносья. Зигомаксиллярная область массивная. Нижний край грушевидного отверстия – «fossa praenasalis», то есть боковые края грушевидного отверстия не переходят в нижний край, а продолжают вниз и сходятся ниже нижнего края.

Наиболее однородная женская часть серии характеризуется по краниометрическим параметрам следующим образом.

Форма черепной коробки женщин при взгляде сверху овоидная. Черепа женщин могут быть описаны как сильно укороченные и относительно широкие – гипербрахикранные. Высотно-продольный указатель большой свидетельствует о гипсикрании. В категорию метриокранных черепов попадают они по высотно-поперечному указателю. Оба показателя говорят об относительно высоком черепе. Лоб прямой и визуально довольно узкий. Абсолютные размеры наименьшей ширины лба входят в категорию малых, а наибольшей ширины – в категорию больших. Теменные бугры расположены высоко. Указатель кривизны теменных костей говорит о большом радиусе изогнутости их. Затылок среднеширокий. Угол перегиба затылка очень малый, что указывает на сильный ее перегиб и уплощенность нижней чешуи затылочной кости.

Лицевая часть черепа среднеширокая и относительно средневысокая, Назо-молярный угол в среднем большой. Это указывает на ярко выраженную уплощенность лица у женских черепов на верхнем уровне. Орбиты высокие и относительно не широкие (гипсиконхные). Верхний край орбиты заостренный. Надглазничные каналы не замкнуты (в виде вырезки). Форма верхнего края глазниц прямая. Нижний край глазниц имеет несколько приспущенный латеральный край. В абсолютных размерах нос высокий и относительно широкий (хамеринный), тоже подтверждается и носовым указателем. Максиллофронтальный

указатель входят в категорию малых, что говорит о незначительной высоте переноса. Зигомаксиллярная область грацильная. Нижний край грушевидного отверстия – «fossa praenasalis», то есть боковые края грушевидного отверстия не переходят в нижний край, а продолжают вниз и сходятся ниже нижнего края.

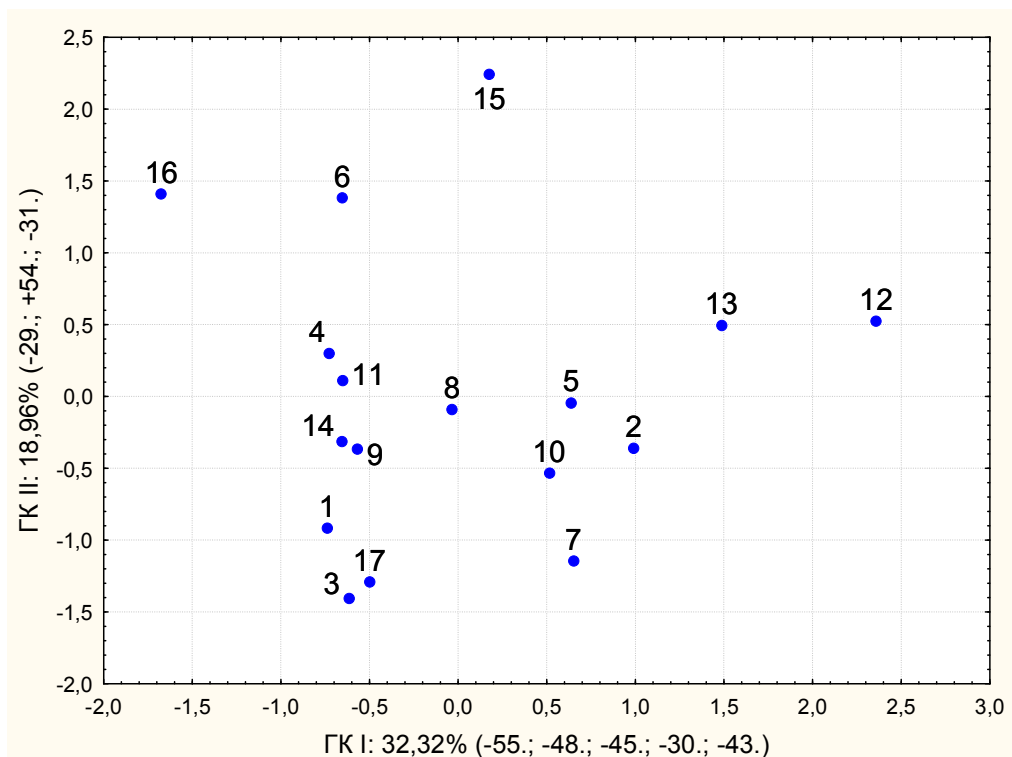


Рис. 1. График компонентного анализа верхнепалеолитических черепов из Европы и Азии.

1 – Мурзак Коба 2; 2 – Фатъма Коба; 3 – Кроманьон 1; 4 – Сolutре 2; 5 – Сolutре 4; 6 – Комбикапель; 7 – Оберкассель; 8 – Пржедмости 3; 9 – Пржедмости 9; 10 – Младечь 1; 11 – Сунгирь 1; 12 – 20537; 13 – 20540; 14 – 20538; 15 – 20541; 16 – Чжоу Коу Дянь 101; 17 – Вадьяк.

Мы провели сравнение методом главных компонент отдельных мужских черепов из Там Ханга с черепами мужчин верхнего палеолита из Европы и Азии. В анализе использованы только 4 хорошо сохранившихся черепа. Первые две компоненты описывают чуть более 50-ти процентов изменчивости. Первая компонента отражает уменьшение высоты носа, верхней высоты и ширины лица, скулового диаметра. Вторая компонента характеризует увеличение ширины носа и уменьшение ряда сагиттальных дуг.

На графике (рис. 1) мы видим, что два черепа 20537 (№12 на графике) и 20540 (№13) выделяются от всех остальных по первой главной компоненте. Они характеризуются относительно узким и невысоким лицевым скелетом и низким носом. Череп под номером 20541 (№15) выделился по второй компоненте и характеризуется относительно самым широким носом. Наиболее близок к нему череп из Комб Капель. Череп 20538 (№14) попадает в группу, состоящую из образцов Пржедмости, Сунгирь 1 и Сolutре 2. Эта группа характеризуется относительно широким и высоким лицом.

Остеология.

Интермембральный индекс. Мужчины и женщины из палеолитической стоянки Там Ханг характеризовались относительно укороченными верхними конечностями на фоне данных о размахе вариаций для человека современного типа. Луче-плечевой индекс. У мужчин выявлено различное соотношение длин предплечья и плеча. Для женщин было характерно удлиненное предплечье относительно плеча. В этом, можно считать, проявилась их адаптация к жаркому климату на территории современного Лаоса. Берцово-бедренный

индекс. Мужчинам оказалась характерна относительно удлиненная голень. В этом можно видеть их адаптацию к жаркому климату. У женщин наблюдается или среднее соотношение длин голени и бедра, или даже ниже среднего.

Таким образом, если не учитывать очень малое число наблюдений, можно сделать заключение о проявившейся адаптации к жаркому климату у мужчин в удлиненной голени, у женщин – в удлиненном предплечье. Удлиненные медиальные отделы конечностей способствуют большему испарению жидкости с поверхности тела и, таким образом, охлаждению организма, что необходимо в жарких климатических условиях. Однако у мужчин она проявилась только в пропорциях нижних конечностей, у женщин – только в пропорциях верхних конечностей. Возможно, полученный результат связан с малым числом наблюдений.

Для расчета прижизненной длины тела людей из Там Ханга мы использовали формулы Пирсона и Ли, Бунака, Дюпюитюи и Хеддена (цит. по Алексееву, 1966). Затем были определены средние значения этого показателя для каждого индивида и для мужчин и женщин группы (условно) в целом. Мужчины и женщины характеризовались ростом ниже среднего и даже низким (с точки зрения европейцев). Вариация роста для мужчин составила 157,6 – 166,0 см. При среднем росте – 160,5 см. Вариация длины тела для женщин соответствовала 147,1 см – 159,3 см. Средний рост – 152,3 см. По сравнению с современным населением Юго-Восточной Азии, рост мужчин и женщин из Там Ханга был средним и даже выше среднего. То есть, можно предположить, что население в палеолите на территории Лаоса (по крайней мере, в районе местонахождения Там Ханг) было более высокорослым, чем современное. А ширина плеч и таза вполне соответствовали этому росту.

Особенности и палеопатологии черепов из Там Ханга.

Для палеопатологического исследования были привлечены 16 целых или фрагментарных черепов. У трех индивидов была обнаружена *Sutura metopica* (метопический шов). У десятилетнего ребенка отмечена лопатообразность резцов (уже постоянных), что является чертой монголоидности, однако, не сопряженная с какими-либо соответствующими признаками на черепе этого индивида из Там Ханга.

Патологии черепов. Основными патологиями черепов можно считать болезни зубочелюстного аппарата: краудинг зубов, пародонтит, эмалевую гипоплазию, кариес, прижизненную потерю зубов. Патологии могли быть связаны с болезнями в детстве, голоданием, иными причинами. Причиной краудинга могло быть сочетание крупнозубости и относительной грацильности челюстей, в них зубы просто не помещались. Иногда даже отсутствовали третьи моляры и их закладки. У трех индивидов был также обнаружен зубной камень темно-коричневого цвета, у одной женщины – остеома на лобной кости.

Из особенностей и патологий посткраниального скелета следует отметить:

1. Часто встречающуюся сакрализацию и, следовательно, увеличение позвонков в крестцовом отделе и, следовательно, укрепление крестца.

2. У большинства индивидов на задней стороне бедренных костей находится гребнеобразный вырост – пиястр, на котором располагается шероховатая линия бедра. Латеральная губа этой шероховатой линии снизу имеет особое развитие и заканчивается почти у латерального мыщелка бедра. Подобное развитие пиястра бедра и шероховатой линии встречается не часто, нередко – именно на древнем материале.

3. У многих индивидов была замечена особая массивность концов малоберцовых костей и очень малая глубина ямки лодыжки.

4. У двух относительно молодых мужчин обнаружены признаки ушиба костей предплечья (у обоих левого).

5. У двух индивидов имеется несильный периостит на большеберцовых костях.

6. В ряде случаев наблюдаются следующие изменения скелета: деформация тел позвонков, срастание позвонков (анкилоз), окостенение сухожилий, гиперостоз, остеоартроз (в частности, локтевого и коленного суставов). Эти изменения у одних индивидов, вероятно,

были связаны с возрастными изменениями скелета. В то же время у пожилых и относительно молодых людей они могли быть вызваны и особыми силовыми воздействиями на опорно-двигательную систему индивидов в ходе жизни и трудовой деятельности.

Выводы.

1. Как показали исследования угловой морфометрии черепов из Там Ханга – популяция морфологически не однородна. Однако, женская часть популяции менее вариабельна, чем мужская.

2. Мужская часть популяции характеризуется относительно коротким, широким и высоким черепом - брахикранией. Уплощенным на верхнем этаже лицевым скелетом с альвеолярным прогнатизмом. Орбиты высокие, нос высокий и широкий.

3. По данным краниологии мужчины из Там Ханг гетерогенны. Один из них схож с образцом из Комб Капелль, другой близок к группе черепов из Пржедмости.

4. Особенности людей из Там Ханга являлись небольшой рост, относительно удлинённые голени у мужских индивидов и удлинённые предплечья у женщин, что могло быть связано с адаптацией к жарким климатическим условиям.

5. Основные патологии связаны с болезнями зубо-челюстного аппарата, а также крупнозубостью и относительной грацильностью челюстей, что проявилось в высокой частоте встречаемости краудинга зубов.

Список литературы:

- Алексеев В.П. 1966. Остеометрия. М.: Наука, 251 с.
- Алексеев В.П., Дебеч Г.Ф. 1960. Краниометрия. М.: Наука, 128 с.
- Васильев С.В. 1999. Дифференциация плейстоценовых гоминид. М.: ИЭА РАН, 152 с.
- Мамонова Н.Н. 1968. Определение длины костей по их фрагментам. // Вопросы антропологии. Вып.29, М.: изд. МГУ, с. 171-177.
- Федосова В.Н. 1986. Общая оценка развития компонента мезоморфии по остеологическим данным (остеологическая методика) // Вопросы антропологии. Вып. 76, М.: изд-во МГУ, с. 104-116.
- Пашкова В.И. 1963. Очерки судебно-медицинской остеологии. - М.: Медгиз, с. 66-71.
- Рогинский Я.Я., Левин М.Г. 1978. Антропология. М.: «Высшая школа», с. 34-45.
- Хрисанфова Е.Н. 1978. Эволюционная морфология скелета человека. М.: МГУ, с. 57-74.
- Shackelford, L., Demeter, F. 2011. The place of Tam Hang in Southeast Asian human evolution. C. R. Palevol, pp. 2-19.
-

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮЖНОГО ПРИТИМАНЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ В КОНТЕКСТЕ ИХ ОСВОЕНИЯ ДРЕВНИМ ЧЕЛОВЕКОМ

А.В. Волокитин¹, А.В. Панин^{2,3}, Н.Е. Зарецкая⁴

¹ ИЯЛИ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; volkt54@mail.ru

² Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

³ МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, a.v.panin@yandex.ru

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: n_zaretskaya@inbox.ru

HOLOCENE HISTORY OF RIVER VALLEYS IN THE SOUTHERN TIMAN REGION IN THE CONTEXT OF HUMAN OCCUPATION

A.V. Volokitin¹, A.V. Panin^{2,3}, N.E. Zaretskaya⁴

¹ Institute of Language, Literature and History, Komi Science Centre of the Ural Branch of the
RAS, Syktyvkar, Russia

² Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

⁴ Geological Institute RAS, Moscow, Russia

В бассейнах Вычегды и Печоры абсолютное большинство известных археологических памятников эпохи мезолита, как впрочем, и памятников последующих эпох, располагается на так называемых боровых террасах. Как правило, они имеют отметки 12-15 м над уровнем реки. Некоторые исследователи считают их останцами зандров (Ткачев, 2003).

Культурные остатки стоянок залегают в белесом подзоле или, как в случае с памятниками эпохи мезолита, в верхах иллювиального горизонта. Культурный слой, как таковой, в данном случае не выражен. Прослеживаются лишь некоторые его элементы, как, например, скопления находок или контуры котлованов жилищ. Ввиду слабого развития коррелятных культурным слоям отложений и их значительной переработки почвенными процессами возможности применения палеогеографических методов здесь ограничены.

Однако в регионе имеются памятники другой геоморфологической приуроченности. Их немного, но работа с ними дает ожидаемые результаты. Помимо Висского 1 торфяника и стоянки Адак 2 на скальном останце, это мезолитические памятники в аллювиальных неорганогенных отложениях. Таковые есть на Вычегде и Ижме. В настоящее время наиболее полно изучены стоянки Парч 1 и Парч 2 (высокая пойма р. Вычегды в верхнем течении) и многослойный памятник Вылыс Том 2 (10-метровая терраса р. Ижмы в среднем течении).

Стоянки Парч 1 и Парч 2 на верхней Вычегде

Группа стоянок Парч (61,59412°с.ш., 54,64674°в.д.) располагается на левобережной высокой пойме верхней Вычегды между впадением рек Нем и С. Кельтма. Русло Вычегды прижимается к коренному правому борту долины, а по левому берегу следует полоса высокой поймы (высота 4-5 м) шириной лишь 100-150 м. Таких сужений поймы на средней и верхней Вычегде (за исключением самых верховий) нам больше неизвестно. К пойме примыкает песчаная терраса высотой 6-9 м над рекой с пологоволнистой поверхностью. Терраса осложнена крупными грядами с озовой морфологией, вершины которых достигают относительной высоты 11,5 м. По своему строению и положению в долинном комплексе терраса может сопоставляться с правобережной террасой средней Вычегды в районе впадения р. Локчим (разрез Биостанция или Нидзь). По органогенным отложениям, подстилающим аллювий этой террасы, на верхней и средней Вычегде существует целая серия радиоуглеродных дат в интервале ~14-10 тыс. ¹⁴С л.н. (Лавров, Потапенко, 2005; Karmanov et al., 2011; Зарецкая и др., 2014). Есть также основания считать, что некоторые участки этой террасы сформировались еще до последнего ледникового максимума (LGM) (Зарецкая и др., 2014). Многочисленные палеомеандры, подрезающие террасовый массив выше и ниже по течению, формировались в голоцене. Для старичного озера Седвад в 3 км ниже по течению парчевских стоянок имеется оценка спрямления палеоизлучины – несколько ранее 2,8 тыс. ¹⁴С л.н. (Зарецкая и др., 2007).



Рис. 1. Расположение изучаемых археологических объектов в Южном Приитимье

Узкая полоса поймы, тянущаяся между современным руслом и массивом террасы, имеет грядово-ложбинную морфологию: параллельно берегу протягивается серия из, как минимум, двух пар грива-ложбина. Гривы поднимаются до 5 м над рекой, ложбины – до 3,5-4 м; ширина и тех, и других 30-40 м. В месте стоянки берег несколько поворачивает, поэтому гривы и ложбины подходят к бровке берега под острым углом, но ниже по течению следуют параллельно бровке и современному руслу реки. Такая морфология указывает на постепенное смещение русла реки вправо: гривы – это бывшие гребни вытянутых прирусловых отмелей (побочней), ложбины – тыловые части этих отмелей, нижние по течению части которых могли в период активного формирования быть затонами реки. Не исключено, что именно на месте таких затонов располагаются вытянутые пойменные озера, занимающие отрезки ложбин ниже по течению от стоянок. Самое протяженное такое озеро длиной 700 м тянется вдоль подножья позднеледниковой террасы. Со стороны русла озеро ограничено вытянутым массивом, поднимающимся до 9 м – очевидно, останцом этой террасы. Таким образом, левобережный пойменный сегмент с гривисто-ложбинной морфологией сформирован в фазу врезания реки с уровня позднеледниковой террасы, которая к моменту прихода мезолитических людей уже закончилась. Похожая морфология – узкое палеорусло, глубоко врезанное в поверхность песчаной террасы, – зафиксирована на участке Биостанция, где торф из основания этого палеорусла датирован 10400 ± 150 (ГИН-14039) (Karmanov et al., 2011). Само врезание произошло несколько ранее.

Стоянка Парч 1 расположена на гребне пойменной гривы, Парч 2 – на склоне той же гривы в 10-15 м ниже по течению. Строение обоих разрезов однотипно. В основании до высоты порядка 1,5 м над урезом залегают м/з пески фации прирусловых отмелей, выше до уровня 2,0-2,2 м – горизонтально переслаивающиеся пески и суглинки фации низкой поймы, еще выше до 4,1-4,6 м – суглинки, на вершине гривы легкие, на склоне гривы, ближе к ложбине – тяжелые, с прослоями супеси. Сверху местами залегают мелкие пески молодого прируслового вала, образовавшегося в последние десятилетия (после середины 1980-х гг.). В полевой сезон 2013 г. из разреза Парч 1 на уровне 0,46-0,50 м над урезом воды на радиоуглеродный анализ был отобран образец (растительный детрит, обогащающий сантиметровые прослои алевроита и легкого суглинка в мелких песках фации прирусловых отмелей), для которого получена дата: 11070 ± 50 (ГИН-15074). Положение кровли русловой фации в этом разрезе (1,4 м над урезом) говорит о том, что после формирования разреза значительного врезания реки не происходило: высота современных прирусловых отмелей достигает близких отметок. Очевидно, врезание закончилось не позднее 11 тыс. ^{14}C л.н.

Культурные слои (КС) вмещаются суглинками фации высокой поймы. Их положение в расчистках 2013 г. было следующим. На стоянке Парч 1 КС был зафиксирован на уровне 4,05-4,1- м над урезом, т.е. 0,55-0,60 м под кровлей хорошо развитой пойменной почвы (она перекрыта 5-10-см слоем алевроита – свежими набросами аллювия), и порядка 2,7 м над

кровлей русловой фации и 2,0 м над контактом фаций низкой и высокой поймы. На стоянке Парч 2 КС располагался стратиграфически ниже – на контакте аллювия фаций низкой и высокой поймы (2,30 м над урезом).

По древесным углям из культурного слоя стоянки Парч 2 ранее (Волокитин, 2006) были получены ^{14}C даты 9500 ± 250 (ГИН-11912) и 9100 ± 250 (ГИН-11913). Исходя из стратиграфического положения, КС на стоянке Парч 1 должен быть заметно моложе. Однако, если предположить, что ложбина, где расположена стоянка Парч 2, принадлежит более молодой паре "ложбина-грива", которая прислоняется к гриве со стоянкой Парч 1, не исключено, что к моменту образования КС и началу накопления пойменной фации в Парч 2 на месте стоянки Парч 1 уже успел накопиться достаточно мощный слой пойменного аллювия. В этом случае нельзя исключать и одновозрастности обоих КС. Оба местонахождения формировались в условиях затапливаемой поймы. Однако это затопление, как и сейчас, происходило лишь при весенних половодьях, а в остальные сезоны участки стоянок были пригодны для проживания. Русло реки на данном участке в течение голоцена своего положения практически не меняло. Поэтому можно предполагать, что стабильным было и положение берегового обрыва, т.е. стоянки и в период бытования располагались в прибровочной части пойменного массива.

На стоянке Парч 2 на глубине около 2 -х м от современной дневной поверхности выявлены остатки восьми легких наземных жилищ. Полностью изучены лишь два таких объекта, остальные частично разрушены в результате боковой эрозии реки. Расположенная в непосредственной близости стоянка-мастерская Парч 1 не имеет явных структурных элементов культурного слоя. Глубина залегания находок данного памятника – от 0,5 до 1,0 м. Каменный инвентарь обоих памятников демонстрирует полное сходство в технико-типологическом отношении. Это также дает основание полагать, что они хронологически едины. В коллекциях наиболее показательны черешковые наконечники стрел на пластинах, пластинки с притупленным краем и вкладыши прямоугольники, а также пластинки с усеченным и ретушированным концом. Это позволило сопоставить данные инвентари, получившие наименование парчевской культуры с материалами бутовской культуры Волго-Окского междуречья (Волокитин, 2006).

Стоянка Вылыс Том 2 на средней Ижме

Культурные горизонты многослойного археологического памятника Вылыс Том 2 связаны с отложениями пойменной фации аллювия, залегающими на мысе 10-12-м надпойменной террасы р. Ижмы. Высота террасы с удалением от реки растет и достигает 13-14 м. Терраса, за исключением приречных участков, почти сплошь заболочена и первичный русловой рельеф ее поверхности полностью сглажен. На расстоянии не более километра от реки терраса более дренирована, здесь видны гривисто-ложбинные системы, связанные с ростом пологих излучин реки, а в районе стоянки – и элементы разветвленного русла: крупный древний остров, огибаемый двумя протоками, одна из которых отмерла и находится внутри террасового массива, а другая стала современным руслом.

В верхах отложений террасы, в районе памятника, в современной оглеенной почве выявлены культурные остатки раннего железного века (VI – III вв. до н.э.). Чуть ниже на глубине 0,5 м – артефакты эпохи неолита. Мезолитические культурные слои (3-й и 4-й) приурочены к тонким гумусированным слоям, залегающим на глубине более 2 м от современной дневной поверхности. Такие слои, разделенные прослойками и линзами песка, наблюдаются с глубины 1 м. Причем между третьим и четвертым культурными горизонтами залегает пачка из не менее, чем десятка таких слоев, разделенных между собой песчаными прослойками толщиной менее 1 мм.

Высота залегания мезолитических культурных слоев памятника Вылыс Том 2 над урезом (август 2013) – около 8 м: высота террасы – 10.1 м, глубина залегания 4 культурного горизонта (к.г.) в разрезе – 2.30 м, 3 к.г. – 2.15 м. По углям из этих слоев имеются радиоуглеродные даты, относящиеся к концу бореального периода голоцена: 4 к.г. – 8690 ± 90 ^{14}C , или 9730 ± 140 кал. (ЛУ-7288), 8540 ± 70 ^{14}C , или 9530 ± 40 кал. (ГИН-14594); 3 к.г. –

8510±70 ¹⁴C, или 9500±40 кал. (ЛУ-7289). Даты по 3 и 4 к.г. неразличимы в пределах статистической погрешности, что представляется вполне закономерным, исходя из литологических особенностей отложений, указывающих на высокую скорость осадконакопления (двучленные пачки из слоев мелкого песка и суглинка, очевидно, сезонного генезиса, т.е. каждая пачка отвечает одному половодью). Из тех же соображений, дата 7800±90 ¹⁴C (ГИН-14593), относящаяся к 3 к.г. (Волокитин и др., 2013), вероятно, занижает возраст отложений. Наиболее вероятно, что между формированием 4 к.г. и 3 к.г. прошло не более первых десятков лет, возможно – всего лишь несколько лет.

Хотя третий и четвертый культурные горизонты отличаются по структуре своей организации, а также составу и количеству находок (в четвертом горизонте их значительно больше), есть все основания говорить о сходстве их инвентарей. Оно наблюдается и по используемому сырью, и технике раскалывания, и морфологии орудийного набора. В том числе, в обоих горизонтах отмечены предметы со шлифовкой.

В третьем культурном горизонте отмечены большие по площади линзы древесного угля. Выявлено кострище вытянутой формы размером 2х1,5 м. Это углистая линза – пятно с прокалом в центре. В нем отмечены фрагменты обожженной гальки, подобранные в результате ремонта в два куска валуна кварцитопесчаника. Отметим, что расположение в плане кострища третьего горизонта совпадает с расположением второго очага четвертого культурного горизонта. По всей вскрытой площади равномерно располагалось большое количество костей, в том числе крупных млекопитающих.

Основу структуры четвертого культурного горизонта на вскрытой к настоящему времени площади составляют два кострища. Они примыкают друг к другу и вытянуты в линию по направлению с юго-запада на северо-восток. В прокале второго кострища, в верхней его трети, многочисленны кальцинированные кости, из-за чего он имеет в этой части бурую окраску. Идентифицированы кости птиц, рыб (щуки, карповых, лося), северного оленя, куньих, белки, а также кости практически всего скелета бобра. Найден также «свиток» бересты. Находки концентрируются вокруг очагов. Значительное их количество выявлено в самих очагах. Причем только часть из них обожжена. Данное обстоятельство присуще стоянкам в аллювиальных отложениях и связано с процессом упокоения и частичным перемещением культурных остатков в водной среде.

Таким образом, в период 9.5-9.8 тыс. кал.л.н. поверхность нынешней террасы находилась невысоко над рекой и регулярно затапливалась и наращивалась вверх речными наносами. Отложения выше уровня 1.3 м (по глубине) накапливались уже в обстановке высокой поймы с низкими скоростями осадконакопления (верхние 25 см – современные техногенные отложения). Судя по находкам эпохи позднего неолита на глубине 0.5 м (2 к.г.), переход к условиям высокой поймы произошел уже в среднем голоцене, не позднее 5-6 тыс. л.н. Причина – рост высоты поверхности поймы над рекой за счет осадконакопления и продолжение врезания реки. Как следствие, происходило уменьшение частоты и глубины затопления. К началу позднего голоцена поверхность уже совсем не затапливалась, и осадконакопление на ней совсем прекратилось. Об этом свидетельствуют находки раннего железного века (РЖВ) – 1 к.г., залегающие непосредственно под дерном. В работе 2014 г. (Волокитин и др., 2014) сделана оценка глубины врезания Ижмы в голоцене – около 3 м. Вероятно, врезание прекратилось не позднее начала РЖВ: в неолите половодья еще доставали до уровня поверхности нынешней 10-м террасы, в РЖВ – уже нет.

Сравнительный анализ культурной принадлежности, стратиграфии и геоморфологического положения стоянок

Если сравнивать индустрию мезолитических горизонтов Вылыс Тома 2 с материалами мезолитических стоянок Парч 1 и Парч 2, то выявляется сходство, прежде всего, в технике расщепления. Как известно, стоянки парчевской группы имеют тип распределения пластин по ширине, характеризующийся невысоким числом микропластин и примерно равным соотношением узких и средних пластин. То же самое было установлено для мезолитических горизонтов Вылыс Тома 2. Сходство с материалами стоянок Парч 1 и 2 наблюдается по

формам, представленным в сравниваемых коллекциях. Аналогии орудийных наборов прослеживаются по серийно представленным пластинкам и крупным пластинам с усеченным концом, разнообразным остриям-перфораторам, обушковым формам, скребкам высокой формы. Однако на Вылыс Томе 2 пока не выявлены черешковые наконечники стрел на пластинах. Шлифованные рубящие орудия четвертого, мезолитического, горизонта памятника Вылыс Том 2 обнаруживают параллели со шлифованными рубящими орудиями, найденными В.И.Канивцом на печорской «боровой» мезолитической стоянке Топыд-Нюр 5 и расположенном неподалеку местонахождении Топыд-Нюр 2 (Канивец, 1973). Следует отметить также параллели в кремневой индустрии Топыд-Нюра 5, с одной стороны, третьего и четвертого культурных горизонтов памятника Вылыс Том 2, с другой. Это одинаковый тип распределения пластин по ширине, приемы расчленения скребков, резцы-нуклеусы. У нас достаточно аргументов для отнесения третьего и четвертого культурных горизонтов Вылыс Тома 2 к парчевской культуре со всеми вытекающими из этого построениями в отношении генезиса, культурных связей, миграций и т.п. Они моложе стоянок Парч 1 и Парч 2 на Вычегде, но древнее стоянок Топыд Нюр 5 и Топыд Нюр 7 на Печоре (Волокитин, Зарецкая, 2015).

Таким образом, культурные слои изученных мезолитических стоянок имеют сходное стратиграфическое положение – залегают в аллювии пойменной фации. На стоянке Парч 2 они залегают в аллювии высокой поймы, а более молодые комплексы Вылыс Тома 2 – в аллювии средней или низкой поймы, отличавшемся более высокими скоростями осадконакопления. Пойменное положение указывает на сезонный характер стоянок (из времени обживания можно исключить весенний сезон, когда поймы регулярно затапливались половодьями), что не исключает их неоднократного повторного посещения людьми. Современные различия в геоморфологическом положении стоянок: Парч 2 – на высокой пойме Вычегды, Вылыс Том 2 – на уже незатапливаемой террасе, – объясняется разной динамикой рек в голоцене: на верхней Вычегде, где врезание прекратилось уже в самом начале голоцена, еще до формирования стоянки, тогда как на Ижме оно продолжалось еще и в среднем голоцене. С другой стороны, значительные горизонтальные миграции русла в обоих случаях завершились еще до появления мезолитических людей и в течение голоцена были очень небольшими. Вероятно, именно стабильность береговой линии привлекала людей на эти участки рек и она же обусловила сохранность стоянок, которые начали разрушаться за счет береговой эрозии лишь в последние десятилетия.

Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ, проект 15-05-05284.

Список литературы:

Волокитин А.В. 2006. Мезолитические стоянки Парч 1 и Парч 2 на Вычегде. Сыктывкар: Коми науч. центр УрО РАН, 126 с.

Волокитин А.В., Зарецкая Н.Е. 2015. Мезолит севера европейской России: соотношение радиоуглеродной и археологической хронологии // IV Северный археологический конгресс: Материалы. 19-23 октября 2015. г. Ханты-Мансийск. Отв. ред. Н.М. Чаиркина. Екатеринбург: с. 8-10.

Волокитин А.В., Панин А.В., Арсланов Х.А. 2014. Многослойный археологический памятник Вылыс Том 2 и формирование долины р. Ижмы в голоцене // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. Вып. 3. Иркутск: Изд-во ИГУ, с. 42-46.

Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. 2014. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // Доклады РАН. Т. 455. № 1, с. 52–57.

Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Буравская М.Н., Чернов А.В. 2007. Динамика верхней Вычегды во второй половине голоцена (по аналитическим и геоморфологическим данным) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7-9 ноября 2007 г. М.: ГЕОС, с.130-133.

Канивец В.И. 1973. Мезолитические стоянки на Средней Печоре и Усе // Поселения каменного и медно-бронзового века на Печоре и Усе (МАЕСВ; Вып. IV. Отв. редактор В.И. Канивец), Сыктывкар: с. 3-23.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. 2005. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 222 с.

Ткачев Ю.А. 2003. Геоморфология и ландшафтная характеристика долины р. Вычегды в районе стоянок Парч 1 и Парч 2 // Научные доклады Коми НЦ УрО РАН. Вып. 447. Мезолитические стоянки Парч 1 и Парч 2 на Вычегде: опыт реконструкции природного окружения и жизнедеятельности. Сыктывкар, с. 12-23.

Karmanov V.N., Zaretskaya N.E., Panin A.V., Chernov A.V. 2011. Reconstruction of Local Environments of Ancient Population in a Changeable River Valley Landscape (The Middle Vychegda River, Northern Russia) // Geochronometria, vol.38, № 2, p. 128-137.

КОМПЛЕКС ХОТЫЛЕВСКИХ СРЕДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК: ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ

Е.В. Воскресенская

Институт географии РАН, Москва, Россия, e-mail: kavosk@mail.ru

PALEOGEOGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF THE KHOTYLEVO MIDDLE PALEOLITHIC SITES

E.V. Voskresenskaya

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

История изучения палеолита в окрестностях с. Хотылево насчитывает уже более полувека. Среднепалеолитическое местонахождение Хотылево I было обнаружено в 1958 г. брянским археологом и краеведом Ф.М. Заверняевым. Раскопки Хотылево I проводились им с 1959 по 1968 гг. и в 1974-1975 гг. Уже на первом году раскопок Хотылево I к изучению разрезов правого берега р. Десны, в основании которого были обнаружены находки обработанного кремня и фаунистические остатки, присоединился А.А. Величко. В его дневнике от 29 мая 1959 г. первая страница открывается записью: *«В базальном горизонте песков, в левой крайней зачистке обнаружены две больших трубчатых кости. Нижняя кость лежала на сеноманских песках, другая на 25 см выше. Располагаясь взаимоперпендикулярно. В правой части зачистки рядом с контактом сеном. песков, но в осыпи залегал хорошо минерализ. зуб мамонта. Явно не из песка. В данном месте поверхность коренных пород 5.7 м (кость), пойма 3.5 м»*. В течение нескольких полевых сезонов А.А. Величко и Т.Д. Морозовой были сделаны описания серии разрезов и обнажений вдоль участка правобережья, в пределах которого велись раскопки местонахождения. Первые два раскопа Ф.М. Заверняева располагались непосредственно у подмываемого правого борта долины, остальные были смещены вверх по течению р. Десны и располагались на удалении 100 м к западу (раскопы 3-4) и 350 м к северо-западу (раскопы 5-6) от первых. На полную мощность отложения, вмещающие культурные слои, были пройдены только в пределах раскопов 1 и 2, на остальных участках раскопок в силу того, что Заверняеву средства на организацию экспедиций выделялись скупо, вскрывались только культуросодержащие отложения у подножия опирающегося на пойму правого склона долины. В строении запечатывающих горизонт с находками отложений в разрезах, примыкающих к раскопам 1 и 2 Заверняева, вскрывались как фациально изменчивые аллювиальные осадки в основании, так и мощная толща субаэральных лессово-почвенные отложений в верхней части ступенчатых зачисток. Важно отметить еще один факт: именно на материале описаний строения погребенных почв в верхней части зачисток формировалась концепция о почвенных педокомплексах, основанная на возможности отражения в едином профиле погребенной почвы нескольких этапов почвообразования, в данном случае, микулинского и ранневалдайского. Вот еще одна выдержка из дневника Андрея Алексеевича Величко от 11 июля 1959 года: *«Возможно, что накопление почвы происходило в следующем виде. В начале сформировалась почва типа подзолистой (за почвенное происхождение*

оранжевых песков говорит их пятнистая прокрашенность ожелезнением, направленные вниз прожилки ожелезнения - белесоватость в самой верхней части слоя по контакту с гумусовым горизонтом - белесый «кант» окаймляет неправильные, внедрившиеся включения гумусир.суглинка. Затем был период, когда происходил размыв и снял гумусовый горизонт почвы (остались только линзы в нижней части - [не надо забывать, что это в 100 м от борта долины]). После этого накапливался огумусированный, оглеенный суглинок (оглеение более слабое, чем в предыд.обнажениях), т.к. близко к долине, дренаж. После этого – мерзлотные деформации».

Кратко данные о строении аллювиальных и лессово-почвенных серий в пределах раскопов 1-2, основанные на описаниях Величко 1959-1960 гг, приведены в сборнике «Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины», выпущенном в качестве путеводителя к советско-французскому полевому семинару (Археология и палеогеография..., 1981). Согласно палеогеоморфологической реконструкции из той же статьи в сборнике, место обитания древних людей было приурочено либо к пологому склону коренного берега, либо к сформированной в микулинское время пойме. Возраст стоянки определен как постмикулинский на основании того, что В.П. Гричук характеризует спорово-пыльцевые спектры из базальных песков и старичных отложений (гиттии) как переходные от микулинских к ранневалдайским (Гричук, 1969). К проблеме оценки возраста памятника, помимо Величко, обращались и такие специалисты как М.Н. Грищенко и Г.И. Горецкий, которые посещали стоянку в 1965-1966 гг. (Грищенко, 1965; Горецкий, 1970). Согласно их данным, положение культурного слоя приурочено к основанию самостоятельной, IV надпойменной комплексной террасы. Период накопления аллювия террасы, с базальным горизонтом которой связаны находки, сопоставлялся с первым последнепровским, рославльским (одинцовским), межледниковьем. Такое заключение было сделано на основании анализа состава конхилофауны из базального горизонта, проведенного В.М. Мотузом и палинологического анализа осадков, перекрывающих культурный слой, выполненного Н.А. Махнач. По мнению последней, в палинологических спектрах, полученных из старичных отложений, залегавших над базальным аллювием с находками, отражены предпоследняя и заключительная фазы рославльского межледниковья (Горецкий, 1970). Обобщение представлений Заверняева о возрасте и типологической атрибуции коллекций Хотылево I легло в основу изданной в 1978 г монографии «Хотылевское нижнепалеолитическое местонахождение». В ней Заверняев продемонстрировал сложную структуру памятника, состоящего из разновременных среднепалеолитических комплексов с неоднородной типологией. Всего в инвентаре памятника им было выделено три различных комплекса: ашело-мустьерский комплекс (мастерская) в нижнем слое раскопов 5 и 6, комплекс мустье типа кина (материалы раскопов 1-4) и комплекс, соответствующий инвентарю стоянок типа феррасси для верхних слоев раскопов 5-6 (Заверняев, 1978, Очередной, 2011). Состав фауны из раскопов Ф.М. Заверняева анализировался В.И. Громовым, В.Е. Гаруттом, В.И. Бибиковой, ревизия сохранившейся в фондах Брянского областного краеведческого музея коллекции костного материала из местонахождения была проведена А.А. Чубуром. В составе коллекции представлены *Mammuthus primigenius* (ранний и поздний типы), *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*, *Rangifer tarandus*, *Equus ferus*, *Cervus elaphus*, *Canis lupus*, *Ursus arctos*, *Desmana moschata* (Заверняев, 1978; Чубур, 2013). Таким образом, формирование представлений о возрасте местонахождения базировалось в основном на данных спорово-пыльцевого и фаунистического анализов отложений, вмещающих находки в пределах раскопов 1 и 2 Заверняева. Местонахождение Хотылево I вошло в литературу как ашель-мустьерская однослойная стоянка-мастерская, материал культурного слоя которой переотложен и залегает в аллювиальных отложениях Десны. Возраст самих аллювиальных отложений варьирует от днепровского до ранневалдайского.

Комплексные исследования Хотылево I были возобновлены в 2006 г. силами Хотылевской археологической экспедиции ИА РАН, а с 2010 г. и по настоящее время проводятся Верхнедеснинской экспедицией ИИМК РАН. Одним из приоритетных

направлений при возобновлении работ на местонахождении являлось уточнение хроностратиграфической позиции отложений, с которыми связаны находки на разных участках памятника.

В архивных материалах отчетов последних лет раскопок Заверняева отмечается, что на участках Хотылево I, которые располагаются выше по течению, находки среднепалеолитического облика залегали не только в базальном аллювии, но фиксировались и в перекрывающих отложениях, где были связаны с гумусированными прослоями. Подобные прослои, отмеченные в отложениях перекрывающих «русловой аллювий», фиксировались, начиная с раскопа 4 (Очередной и др., 2015). В раскопах 5-6, последовательно заложенных на участках, расположенных вверх по течению, Заверняевым было отмечено уже несколько гумусированных прослоев с находками. Эти факты и предопределили, то, что после изучения разреза отложений на месте раскопов 1-2 Заверняева, детальные исследования на Хотылево I сфокусировались на тех участках, где культурный слой (или слои) могли залегать в ненарушенном состоянии. Действительно, на участке Хотылево I-6-2 (прирезка к раскопу 6 Заверняева), Хотылево I-3-2 (раскоп 3 Заверняева) и в Разрезе № 3, расположенном между ними, было зафиксировано от трех до четырех культуросодержащих горизонтов, ряд из которых залегает в состоянии, близком *in situ*, и связан со слабо развитыми уровнями погребенных почв, формировавшихся, по-видимому, в первой половине средневалдайского интерстадиала (Otcherednoi et al., 2014). Здесь накопление ритмично-слоистой толщи, вмещающей разновременные горизонты с находками среднего палеолита, происходило в тыловой части поймы и чередовалось с этапами размыва и аккумуляции материала склоново-делювиальными процессами, причем данными процессами затрагивались и мергелисто-меловые отложения коренного склона. Три из четырех культуросодержащих горизонтов (КСГ) приурочены к погребенным почвам и педоседиментам различного генезиса и разной степени сохранности. В разрезе Хотылево I-6-2 общей мощностью 5.15 м только нижний из четырех КСГ приурочен к базальному горизонту аллювия – включения обработанного кремня и отдельности сырья вмещают разнозернистые пески с горизонтальными прослоями алевритов, залегающие на коренных глауконитовых песках сеноманского яруса. Третий и четвертый КСГ разделены сизовато-серыми горизонтально слоистыми песками и алевритами, накопление которых происходило в условиях застойного увлажнения и которые, по-видимому, отвечают пойменной фации аллювиального осадконакопления. Выше представлены два горизонта слабо развитых пойменных погребенных почв, с которыми связаны КСГ 2 и 3. Верхний КСГ связан со смещенными склоново-мерзлотными деформациями педоседиментами, которые по ряду морфологических признаков могут быть соотнесены с брянской погребенной почвой (Voskresenskaya et al., 2013). По образцам древесного угля и вытяжке из гуминовых кислот получены серии радиоуглеродных дат, причем все имеющиеся пока данные указывают на средневалдайский возраст приуроченных к погребенным почвам трех верхних КСГ. Для КСГ1 по древесному углю получены AMS ^{14}C даты $37\,910 \pm 1030$ (CURL-18727) и $49\,780 \pm 3710$ (CURL-17368) и для КСГ 2 - AMS ^{14}C дата $47\,160 \pm 2680$ (CURL-17369). Серия дат по гумусу - 25150 ± 350 (ГИН-15287) ^{14}C для КСГ1, $35\,900 \pm 600$ (ГИН-15195) ^{14}C и $41\,900 \pm 600$ (ГИН-15197) ^{14}C для КСГ2 и $40\,000 \pm 900$ (ГИН-15291) ^{14}C для КСГ3 (Вишняцкий, 2015, Otcherednoy, 2016). Таким образом, результаты первого десятилетия работы Верхнедеснинской экспедиции ИИМК РАН продемонстрировали достаточно сложную структуру памятника, атрибутировав Хотылево I как комплекс разновременных среднепалеолитических стоянок, на котором культуросодержащие горизонты (КСГ) среднего палеолита залегают в отложениях, формировавшихся в тыловых частях пойменных и террасовых уровней, при этом для трех верхних КСГ возрастные пределы укладываются в диапазон от 25 до 50 радиоуглеродных т.л.н.

На нижних участках местонахождения единственный культуросодержащий горизонт связан, как уже отмечалось, с базальной фацией руслового аллювия, залегающей на коренных кварцево-глауконитовых сеноманских песках верхнемелового возраста и

перекрытой отложениями основной русловой, старичной и пойменной фациями. Находки здесь фиксируются в полностью переотложенном состоянии и связаны с прислоненными к коренному склону тыловыми фрагментами террасового уровня, период формирования которого также предварительно может быть определен как средневалдайский в широком диапазоне (поскольку прямые определения возраста аллювия для этих участков местонахождения пока нами не получены) (Воскресенская, Очередной, 2011). В современном рельефе долины данная терраса не находит отражения, так как ее поверхность сnivelирована мощной наложенной толщей субаэральных делювиально-склоновых отложений второй половины позднего плейстоцена. Переотложение и аккумуляция в базальном горизонте аллювия фрагментов культуросодержащих горизонтов с инвентарем среднепалеолитического облика с присклоновых участков и поймы, на которых располагались стоянки, осуществлялось, по-видимому, неоднократно в периоды активизации эрозионно-денудационных процессов в долине и процессов врезания и меандрирования древнего русла. В составе аллювиальных отложений выделяются два последовательных цикла осадконакопления (Ocherednoi, Voskresenskaya, 2009). Отложения первого цикла представлены русловой фацией аллювия с базальным горизонтом с находками в основании, а также глинами и гиттией старичной фации. По данным спорово-пыльцевого анализа отложений старичной фации и аллювиальных осадков, непосредственно перекрывающих горизонт с находками, на изучаемой территории реконструируются условия, характерные для интерстадиала внутри валдайской ледниковой эпохи, с мозаичной структурой растительного покрова. В его состав входили разреженные березовые леса с небольшой примесью сосны и ели и открытые пространства занятые лугово-степными сообществами. (Воскресенская и др., 2011). В составе карпологического комплекса основная доля семян и плодов приходится на травянистые растения. Преобладают остатки водных и прибрежных растений (*Nuphar*, *Potamogeton*, *Menyanthes trifoliata*, *Sparganium*). Находки пыльцы кубышки (*Nuphar*) заслуживают особого внимания, так как остатки этого водного растения встречаются только в межледниковых и интерстадиальных отложениях (Novenko et al., 2011). Перекрывающие старичные глины и гиттии отложения второго цикла аллювиального осадконакопления представлены в разрезе отложениями русловой и пойменной фаций, на которых с резким контактом залегают субаэральные лессово-почвенные отложения второй половины позднего плейстоцена.

Работа выполнена по проблеме П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое», при частичной поддержке РФФИ, грант 14-06-00139

Список литературы:

Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины. Путеводитель совместного советско-французского рабочего полевого семинара по теме: «Динамика взаимодействия природной среды и доисторического общества». Отв. ред А.А.Величко. 1981. М.: Наука, 137 с.

Заверняев Ф.М. 1978. Хотылевское палеолитическое местонахождение. Л.: Наука, 123 с.

Вишняцкий Л.Б., Очередной А. К., Хоффекер Дж.Ф., Воскресенская Е.В., Нехорошев П.Е., Питулько В.В., Холлидэй В.Т. 2015. Возраст стоянок Хотылево I и Бетово в свете результатов радиоуглеродного датирования (предварительное сообщение) // Записки ИИМК РАН, №12, с. 9-19.

Воскресенская Е.В., Очередной А.К. 2011. Хроностратиграфическая позиция и динамика осадконакопления на среднепалеолитических памятниках Бетово и Хотылево I. // Геология, геоэкология, эволюционная география, СПб: с. 87-89

Воскресенская Е.В., Вишняцкий Л.Б., Зюганова. И.С., Новенко Е.Ю., Очередной А.К. 2011. Новые данные об условиях формирования и возрасте отложений среднепалеолитического памятника Хотылево I (бассейн р.Десна). Ред. Корсакова О.П., Колка В.В. // Материалы 7-го Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Квартер во всем его многообразии: фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН, с. 116-119.

Горецкий Г.И. 1970. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М.: Наука, с.191-196

Гричук В.П. 1969. Растительность Русской равнины в эпоху мустье // Природа и развитие первобытного общества на территории Европейской части СССР, к VIII Конгрессу INQUA (Париж, 1969), М.; Наука, с. 42-53.

Грищенко М.Н. 2011. Краткая характеристика геологических условий залегания археологических находок у с.Хотылево Брянской области. (Предварительное сообщение) 15.XI 1965

Очередной А.К. Памятник Хотылево I и его место в палеолите Восточной Европы. Автореферат диссертации канд. ист. наук, СПб, 20 с.

Очередной А.К., Воскресенская Е.В., Бурлаку В.А., Ларионова А.В., Степанова К.Н. Особенности формирования коллекций среднепалеолитического памятника Хотылево I (раскопки 1960–1964 гг.) 2015. // Следы в истории. К 75-летию В.Е. Щелинского. Отв. ред. О.В. Лозовская, В.М. Лозовский, Е.Ю. Гирия. СПб, с. 104–108.

Чубур А.А. 2013. Териофауна палеолитического местонахождения Хотылево 1 (Брянская область) // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований № 3, с. 122-124.

Чубур А.А. 2013. Мамонты из палеолитического местонахождения Хотылево 1 (Брянская область, Россия) // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований № 10, с.167-170.

Novenko E.Yu., Voskresenskaya E.V., Zuganova I.S. 2011. Late Pleistocene paleoenvironments in the centre of European Russia (reconstruction by pollen and plant macrofossil data from loess and alluvial sediments). // "Closing the gap – North Carpathian loess traverse in the Eurasian loess belt." Proceedings of the International Workshop, 6th Loess Seminar in Wrocław (Poland). Institute of geography and Regional development, University of Wrocław., p. 15-17.

Ocherednoi A., Salnaya N., Voskresenskaya E., Vishnyatsky L. 2014. New geoarcheological studies at the Middle Paleolithic sites of Khotylevo I and Betovo (Bryansk oblast, Russia): Some preliminary results // Quaternary International, v. 236-237, p. 250-260.

Otcherednoy A.K., Vishnyatsky L.B., Zaretskaya N.E., Voskresenskaya E.V., Stepanova K.N., Larionova A.V., Nekhoroshev P.E. 2016. Stratigraphy and radiocarbon chronology of three Late Middle Paleolithic sites in the Russian plain //Abstracts volume of SEQS section on European quaternary stratigraphy, Workshop 3 "Bridging Europe and Asia: Quaternary stratigraphy and Paleolithic human occupation in Armenia and Southern Georgia", (3-10 september 2016), Yerevan, Armenia, p.27

Ocherednoi A.K., Voskresenskaya E.V. 2009. Stratigraphic data on middle paleolithic sites in the Upper Desna basin // Archaeology Ethnology & Anthropology of Eurasia 37/2, p. 28–36.

Voskresenskaya E.V., Korkka M.A., Otcherednoy A.K. 2013. Comparison of Middle Valday interstadial weak-developed paleosol at the sites Khotylevo I and Kostenki 14 // "Paleosols, pedosediments and landscape morphology as environmental archives" Materials of the XIIth International Symposium and Field Workshop on Paleopedology (ISFWP) Kursk, Russia August 10 –15, p. 47.

ОСОБЕННОСТИ АНТРОПОМОРФОГЕНЕЗА ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ НА РАННИХ ЭТАПАХ

Н.П. Дьяченко¹, Е.В. Мелихова²

¹Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград, Россия, ms.npdyachenko@mail.ru

²ООО «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград, Россия, melisa82@mail.ru

CREATION OF ARTIFICIAL LANDFORMS IN THE VOLGOGRAD REGION AT THE EARLY STAGES OF HUMAN OCCUPATION

N.P. Dyachenko¹, E.V. Melihova²

¹Volgograd State Soscial-Pedagogical University, Volgograd, Russia

²«VolgogradNIPImorneft», Volgograd, Russia

Территория Волгоградского Поволжья по данным археологических исследований, была заселена человеком в эпоху среднего палеолита более 100 тыс. лет назад. Равнинный рельеф, благоприятные гидроклиматические и почвенно-ландшафтные условия явились важнейшим фактором привлекательности данных местообитаний.

К древним формам антропоморфогенеза следует отнести стоянки, поселения, городища, антропогенные пещеры, остатки оборонительных сооружений, каналов, курганные могильники, одиночные курганы, святилища. На территории Волгоградской области обнаружены стоянки, поселения и курганы каменного, бронзового, железного веков и города золотоордынского средневековья.

С самыми первыми антропогенными воздействиями на рельеф связано образование палеолитических стоянок – Сухая Мечетка (Сталинградская) 178 ± 31 тыс. лет, Заикино пепелище $147 \pm 20,5$ тыс. лет и Челюскинец II 145 ± 18 тыс. лет. В западной половине раскопа Сталинградской стоянки С.Н. Замятниным на площади 650 м^2 обнаружены 4 крупных кострища и около 10 мелких диаметром до 0,5 м.

Курганы являются наиболее многочисленными формами древнего антропогенного рельефа. По предварительным оценкам Областного научно-производственного центра насчитывается свыше 50 тыс. памятников археологии, преимущественно древних курганов, но только 3678 из них охраняются государством. До 90% курганов периодически распахиваются.

Первые курганы на территории Волгоградского Поволжья появились в эпоху энеолита, но наибольшее распространение получили в бронзовом, раннем железном веках и средневековье, вплоть до XV века. Исчезновение курганного обряда погребения, просуществовавшего более 50 веков, связано с распространением канонов погребальной обрядности христианства и ислама.

Как антропогенная форма рельефа, курган представляет собой округлую или овальную в плане земляную, каменную или комбинированную искусственную насыпь, воздвигнутую над одним или несколькими погребениями. Встречаются курганы со сложной стратиграфией (досыпками; площадками вокруг погребения, сложенные из земляных блоков; определенным образом организованным материковым выкидом). Насыпь часто бывает окружена кольцевым или полукольцевым ровиком.

В настоящее время курганы имеют вид слабозаметных в рельефе местности всхолмлений с нечеткими очертаниями. Морфометрические характеристики курганов варьируют в следующем диапазоне. Их диаметр может достигать от нескольких метров до первых десятков метров, в то время как высота чаще всего не превышает 1-2 м. Около 400 исследованных курганов имеют высоту от 3 до 5 м, и только единицы достигают высоты 6-8 м. Все курганы приближены к долинам рек и обычно располагаются на надпойменных террасах или на приводораздельных пространствах.

Стоянки, поселения и городища, курганные могильники Волгоградского Поволжья относятся к различным эпохам и имеют неоднородную этнокультурную принадлежность. Существовавшие обряды погребения и археологические находки предметов материальной культуры в них позволяют судить о степени развития скотоводства, земледелия и ремесел, демонстрируют тем самым эволюцию трудовой деятельности населения и, соответственно, основные направления антропоморфогенеза.

С эпохи позднего неолита формируются зачатки пастушеского скотоводства со значительной долей коневодства (стоянки Орловка, Латошинка). Антропогенный рельеф эпохи энеолита представлен лишь небольшими поселениями (Репин хутор, Каменка) и единичными курганными могильниками (Шляховский, Перегрузное). Для этого времени характерно появление подвижного скотоводства и миграции населения.

В эпоху бронзы скотоводство переходит к зрелым кочевым формам. Впервые появившиеся в эпоху энеолита около 6 тыс. лет назад, курганы эпохи бронзы становятся доминирующей формой антропогенного рельефа с начала третьего тысячелетия до н.э. Курганные могильники представляли собой родовые кладбища со сложно организованной стратиграфией погребений. Периодизация эпохи бронзы обусловлена обрядом курганного погребения. В период ямной культуры с подкурганными погребениями в грунтовых ямах керамические и бронзовые изделия в Нижнем Поволжье еще не производились. На позднем этапе катакомбной культуры, с традицией захоронения в подземных камерах – катакомбах,

здесь возникает производство плоскодонной глиняной посуды и местная металлообработка, о чем свидетельствуют погребения литейщиков. Бронзовый век представлен во II тысячелетии до н.э. срубной культурой с погребениями в подкурганых ямах со срубами. В этот период хозяйство носит комплексный земледельческо-скотоводческий характер, резко возрастает численность населения.

Предположительно, к этому же времени относится сооружение уникального древнего Трехостровского святилища огнепоклонников. Святилище позднебронзового века (конец II тыс. до н.э.), находится в 7 км к северу от станицы Трехостровской на правом берегу Дона. Внешне оно представляет собой округлое возвышение высотой 3 м, опоясанное мощным ровом шириной от 24 до 32 м и глубиной до 2 м, диаметр его по внешнему краю составляет 200 м. Сооружение имеет антропогенное происхождение. С 1997 г. святилище исследовалось экспедицией Волгоградского госуниверситета совместно с Институтом физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН. Установлено, что сначала на ровной поверхности был вырыт круглый котлован диаметром приблизительно 100 м и глубиной до 0,6 м, в центре которого возведена из глиняных блоков своеобразная «печь» диаметром 40 м, толщина стен – несколько метров. Сверху печь перекрывалась кусками известняка. После этого был выкопан ров, его первоначальная глубина равнялась 4 м, причем грунт из рва был выложен по его внешнему краю. После этого, вероятно, была подожжена печь, которая функционировала достаточно долго, поскольку при раскопках рва с восточной стороны было выявлено три уровня погребенных почв. Впоследствии печь была разрушена и вся площадь внутри рва засыпана грунтом, ранее выбранным из него. Специалисты прослеживают связь этого сооружения с культом огня, широко распространенным у древних народов. Скорее всего, этот памятник связан с населением индоиранской общности, религиозные представления которого нашли отражение в ведийской и авестийской литературе.

В раннем железном веке доминирующей становится культура кочевников-скотоводов. Железный век связывают с савромато-сарматскими племенами, обитавшими здесь с VI в. до н.э. по IV в. н.э. Известны наиболее крупные курганные могильники савроматов – с. Блюменфельд, с. Пролейское, Жутово, Аксай. Курганные могильники с сарматскими погребениями локализованы в Заволжье, на междуречье Иловли и Медведицы, по рекам Бузулук и Аксай.

Эпоха средневековья представлена селищами и курганными могильниками средневековых кочевников времен Хазарского каганата (Нижний Чир, Суворовская). Печенежские погребальные курганы IX-XI вв. расположены в основном в Заволжье по течению рек Торгун и Еруслан.

Золотоордынский этап освоения территории отличался существованием крупных городищ. На территории Волгоградской области обнаружено несколько поселений, относящихся к этому этапу. Для размещения древних городищ рельеф был основополагающим фактором. Так, Водянское городище было защищено естественными преградами с трех сторон: на востоке располагалась Волга, на западе и севере – глубокие овраги. В Мечётном городище не выявлено искусственных оборонительных сооружений, по видимому, использовались естественные преграды (овраги, долины рек).

Водянское городище располагается в 2 км севернее г. Дубовки. Поселение существовало предположительно с 1317 г. до 1395 г. когда город был разрушен армией Тимура. Первыми поселенцами здесь были русские, которые осуществляли переправу через Волгу и были заняты постройкой города. После 1395 г. жизнь на этой территории продолжилась, но не в таких масштабах, как прежде. Площадь поселения составляла около 500 тыс. м².

Для анализа инспирированных геоморфологических процессов вследствие создания этих городищ были проанализированы характер построек и деятельности населения, крупные формы рельефа, созданные в этот период. Для строительства городов использовались обожженные кирпичи, изготавливаемые на месте. Кирпичи отличались хорошим качеством, в результате чего развалины золотоордынских городов использовались

как каменоломни, откуда строительный материал перевозился в Царицын, Дубовку, Астрахань и др. Средние размеры здания достигали 9×7 м, толщина стен - 0,6-0,8 м. В городищах отмечались крупные общественные здания – баня; мечеть, площадь которой составляла 900 м²; мавзолеи; мастерские. В зданиях отмечаются системы отопления. В пределах города также проживало русское население. Судя по количеству и концентрации захоронений, можно сделать вывод о численности жителей в русском поселке, которое могло достигать нескольких сотен человек. Находки, свидетельствующие о присутствии русских, были сделаны в жилищах наподобие полуземлянок или каркасных сооружений с глинобитными и плетневыми стенами. На месте раскопок отмечается прокаленный грунт – следы домовых печей. Мощность прокаленного грунта – 10-12 см. Также был обнаружен горн, назначение которого, объясняется металлургическим производством. Существование таких разнообразных сооружений могло приводить к уплотнению грунтов, изменению их химического состава вследствие работы мастерских, активизации эрозионных процессов, изменению гидрологического режима территории.

При археологических раскопках обнаружено большое количество костей домашних животных: крупного и мелкого рогатого скота, лошади, свиньи, верблюда, кости птиц и рыб. Практически не обнаружено земледельческих орудий, что свидетельствует о возможно незначительном развитии сельского хозяйства и преобладании в его структуре животноводства. Выпас скота на данной территории мог способствовать деградации растительности и почвенного покрова, что, в свою очередь, влияло на развитие эрозионных процессов. Особенно это проявляется в аридных условиях, хотя существуют данные, что во время существования данного поселения климат был более гумидным, чем в настоящее время.

Для нормального функционирования города создавались дороги, были найдены остатки водопровода, что также могло провоцировать изменение таких экзогенных процессов, как эрозия, уплотнение грунтов и т.д.

Место для строительства городищ выбрано неслучайно. Они функционировали как пункты перевалки судов из Дона в Волгу, а также для организации переправы через Волгу. Следствием этого также являлись процессы, связанные с этим видом хозяйственной деятельности – нарушение почвенного покрова, появление новых микроскульптурных форм (борозд) и т.д.

Одним из крупнейших антропогенных сооружений у Водянского городища являются ров и вал, созданные на южной оконечности города. На настоящий момент высота вала составляет менее 1,5 м, глубина рва – 1 м, ширина – около 6 м, длина вала – 450 м; вероятно, что первоначальная высота от дна рва до вершины вала была не менее 3 м. Некоторые из исследователей предполагают наличие двух валов. Создание таких крупных отрицательных и положительных форм рельефа ведет к изменению эрозионных процессов, характера обводненности территории.

У северной и южной границ города обнаружены кладбища, создание которых нарушало целостность грунтов, что также могло приводить к нежелательным геоморфологическим последствиям.

Мечётное городище изучено меньше, в настоящее время оно располагается в пределах Волгограда и его большая площадь занята современными постройками, что объясняет плохую сохранность культурного слоя. Площадь городища примерно 50 га. Поселение существовало с конца XIII в. до конца XIV в. Из построек здесь также отмечаются жилые сооружения с деревянными стенами. В то время была развита система отопления в виде канов, отмечается наличие водопроводных труб, находятся литейные формы. Такие находки свидетельствуют о наличии мастерских и возможном термическом воздействии на почвогрунты. В центре города располагались крупные сооружения – мечеть, караван-сарай. Последний представлял собой прямоугольное сооружение с большим количеством отделений. На северо-востоке, на расстоянии 1 км от поселения, находилось кладбище, к

западу от него располагается могильник, где в прошлом были возведены курганы и мавзолеи.

Наиболее крупное городище золотоордынского периода на территории нашего региона (Ленинский район Волгоградской области) – Царёвское. Его площадь достигает 160 га. Поселение начало формироваться не ранее 40-х гг. XIV в., уничтожено также в результате похода Тимура в 1395 г. Здесь отмечается большее разнообразие антропогенных сооружений – наземные дома, землянки, крупные усадебные комплексы, юртообразные строения, ремесленные мастерские, встречаются следы создания арыков и искусственных водоемов. Такие объекты могли способствовать изменению степени проявления эрозионных и склоновых процессов, влияли на гидрологические особенности территории. На северо-западе и юго-востоке городища были созданы оборонительные сооружения – вал и ров. В настоящее время они практически полностью сnivelированы.

Наряду с природными факторами уже на ранних этапах на рассматриваемой территории стала активно проявляться рельефообразующая роль человека в связи с появлением поселений, развитием земледелия, скотоводства и ремесленного производства. Ранние преобразования рельефа относят к началу антропогенного геоморфологического этапа морфогенеза. Антропогенный морфогенез проявился в целенаправленных и инспирированных воздействиях на рельеф земной поверхности. Рост антропогенных воздействий на рельеф Волгоградского Поволжья с каждым этапом исторического развития и освоения территории обуславливал все большую трансформацию естественного рельефа в виде активизации экзогенных процессов и создании антропогенных форм. Оседлый образ жизни приводил к появлению более разнообразного и интенсивного воздействия на рельеф по сравнению с хозяйственной деятельностью кочевых племен ранних эпох.

Целенаправленное изменение рельефа происходило при создании курганов и поселений, которое сопровождалось образованием положительных и отрицательных форм антропогенного рельефа в виде насыпей, подземных полостей, рвов, спланированных участков. В результате перемещения значительных объемов грунта и изменения морфометрических характеристик рельефа можно предполагать формирование локального уплотнения или просадок грунтов, активизацию водной эрозии, дефляции и оползневых процессов, поскольку большинство создаваемых объектов располагались близ речных долин.

Длительное время на рассматриваемой территории обитали кочевники, складывались постоянные пути миграций, что в итоге приводило к формированию дорожного рельефа. Эксплуатация грунтовых дорог и троп способствовала выравниванию и уплотнению грунтов, уменьшению площади проективного покрытия растительностью, интенсификации эрозионных и склоновых процессов, трансформации микрорельефа территории.

Подвижные формы скотоводства, также вызывали изменение темпов эрозионных процессов на обширных равнинных пространствах в результате вытаптывания и последующей деградации степной растительности, закрепляющей почвенный покров; в песчаных и лессово-суглинистых грунтах происходила интенсификация дефляционных процессов.

Земледельческие формы хозяйства трансформировали геолого-геоморфологические условия степных ландшафтов в результате образования спланированных пашней территорий и форм микрорельефа в виде борозд и насыпей. Последовавшие плоскостной смыв и истощение почв приводили к дальнейшей интенсификации водной и ветровой эрозии.

Гончарное производство приводило к созданию отрицательных форм антропогенного рельефа при местной добыче глин для изготовления керамики. При эксплуатации печей, при обжиге готовых изделий и кузнечном производстве происходило прокаливании и изменение физических свойств горных пород.

Отмечается, что наиболее интенсивному антропоморфогенезу подверглись территории, тяготеющие к речным долинам, что объясняется приближенностью стоянок и селищ к источникам питьевой воды и транспортным путям.

Список литературы:

- Археологическая энциклопедия Волгоградской области. 2009. Волгоград: изд-во ВолГУ, с. 30, 151, 155, 230, 300.
- Брылев В.А. – 2005. Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины: монография. Волгоград: изд-во Перемена, С. 45.
- Блохин В.Г., Мыськов Е.П. Царев 2009.// Археологическая энциклопедия Волгоградской области. Волгоград: изд-во ВолГУ, с. 280-281.
- Галкова О.В., Назаров А.А., Савицкая О.Н. 2013. Археологическое наследие Волгоградской области: история формирования и современные проблемы изучения и сохранения // Стрежень: Научный ежегодник. Вып.11. Под ред. М.М.Загорулько. Волгоград: из-во Издатель, с. 87 – 102.
- Кузнецова Л.В. 2006. Стоянка Сухая Мечетка. Местонахождение Челюскинец II и Заикино пепелище // Археология Нижнего Поволжья. Волгоград: с. 19, 24, 26.
- Курганные могильники // Энциклопедия Волгоградской области Волгоград: ГУ Издатель, 2008. с. 183- 184.
- Лапшин А.С., Мыськов Е.П. 2011. Исследования на Водянском городище в 2009-2010 г. Волгоград: ООО «Царицынская полиграфическая компания»,. 174 с.
- Лапшин А.С., Мыськов Е.П. 2013. Исследования на Водянском городище в 2011-2012 гг. – Волгоград: Изд-во «Перо», 216 с.
- Мыськов Е.П. 2009. Водянское городище // Археологическая энциклопедия Волгоградской области, Волгоград: изд-во ВолГУ, с. 49-50.
- Скрипкин А.С. 2008. История Волгоградского края от каменного века до Золотой Орды. – Волгоград: Издатель, 208 с.
- Скрипкин А.С. 2008. Об учете и охране археологических памятников Волгоградской области // Стрежень: Научный ежегодник, вып.6. Под ред. М.М.Загорулько. Волгоград: Издатель, с. 3 – 5.
- Скрипкин А.С., Дьяченко А.Н. 2008. Древнее святилище огнепоклонников на берегах Дона // Стрежень: Научный ежегодник Вып. 6. Ред. М.М.Загорулько. Волгоград: Издатель, с. 125 – 129.
-

ОСВОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В XVI-XIX ВВ. В СЛОЖНЫХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

Т.Н. Жилина

Томский государственный университет, Томск, Россия, zhilinatn@mail.ru

SETTLING OF WEST SIBERIA IN THE XVI-XIX CENTURIES UNDER UNFAVORABLE CLIMATIC CONDITIONS OF THE LITTLE ICE AGE

T.N. Zhilina

Tomsk State University, Tomsk, Russia

Освоение Западной Сибири русскими в XVI – XIX вв. и адаптация к природным условиям региона происходило в условиях похолодания Малого ледникового периода (МЛП), носившего глобальный характер. Признаками похолодания выступали: понижение температуры воздуха, раннее замерзание и позднее вскрытие рек, продвижение к югу многолетней мерзлоты, рост ледников. Суровость условий МЛП оказывала влияние на развитие как земледелия, так и скотоводства. В сложных природно-климатических условиях Малого ледникового периода русские успешно адаптировались к новой обстановке.

Изменение глобальной температуры воздуха на планете в течение кайнозоя приводило к трансформации площади ландшафтов суши и их распространения (Сборник избранных...2012). Малый ледниковый период (МЛП) являлся одним из кратковременных похолоданий климата в истории Земли, который не привел к существенному изменению ландшафтов, но, тем не менее, проявился достаточно широко. Переход к нему наметился после климатического оптимума (VII – XI вв.). Особенно ярко период похолодания проявлялся в 1550 – 1850 гг. и характеризовался понижением температуры, в среднем на 1,2

– 2 °С. Признаков похолодания в это время было несколько: увеличилась ледовитость Северной Атлантики и морей Азиатского сектора Арктики, понизилась среднегодовая температура воздуха, отмечался рост ледников, раньше замерзали и позднее вскрывались реки, граница многолетней мерзлоты продвинулась к югу, сезонная глубина протаивания грунтов уменьшилась. Период имел собственные флуктуации, движения, нерегулярные наступания и отступления ледников, но они были вторичными, по сравнению со значительным и непрерывным трендом к наступанию (Борисенков, Пасецкий, 1983; Леви, 2014).

Малый ледниковый период как глобальное явление. Похолодание охватило всю планету, но особенно ярко оно проявилось в северном полушарии. Рост ледников в **Европе** привел к уничтожению поселений и сельскохозяйственных угодий (Ладюри. Ле Руа, 1971). Реки, замерзающие сейчас только в самые суровые зимы (По, Темза, Рона, Нева), в то время каждую зиму покрывались льдом. Замерзло Балтийское море, датские проливы и пролив Босфор. Из Дании в Норвегию ездили на санях. Ухудшение климатических условий и рост ледовитости северной Атлантики привели к гибели гренландских поселений. Наступление ледников в **Северной Америке** происходило одновременно с Альпийским и Скандинавским. Ледники Баффиновой Земли, Аляски, Передового хребта (современный штат Колорадо, США) максимально продвинулись в XVII–XIX вв. Похолодание МЛП в **Восточной Азии** довольно четко зафиксировано в Китае и Японии. В Китае суровость климата привела к вымерзанию апельсиновых деревьев. Холодное лето и затяжные периоды дождей в Японии приводили к неурожаю риса, и, как следствие, – голоду и гибели людей (Аракава, 1975). В горах **Эфиопии** ежегодно выпадал снег и лежал месяцами, чего не наблюдается ныне. В **Антарктике** изменение температуры благоприятствовало росту паковых льдов. Экспедиция Джеймса Кука в 1772–1775 гг. не достигла материка в связи с большим размером ледяных полей вокруг него. В 1820–1821 гг., в конце МЛП, полоса ледяного покрова вокруг Антарктиды уменьшилась, что послужило одной из благоприятных причин открытия материка Ф.Ф. Беллинсгаузеном и М.П. Лазаревым (Магидович, Магидович, 1984). На Руси экстремальные природные явления стали проявляться с XIII в., в XVI – первой половине XIX вв. их количество достигло апогея. Частые засухи, обильные летние дожди, возвраты холодов летом и осенью, суровые зимы, высокие половодья и наводнения летом приводили к неурожаю, голоду и гибели людей (Сборник избранных...2012).

Развитие земледелия в Западной Сибири. В суровых природных условиях Малого ледникового периода происходило освоение Западной Сибири русскими и адаптация пришлого населения к условиям региона. Русским земледельцам приходилось адаптироваться к своеобразной географической обстановке Западной Сибири: низкое плодородие почвы, заболоченность, огромные массивы лесов и суровость климата в МЛП наложили свой отпечаток на сельскохозяйственное освоение региона. Первые пашни возникали с основанием острогов, позже появлялись и государевы. Под пашню выбирали место после изучения почвенно-климатических условий, выбирали «добрую землю», плодородие определялось путем проведения «опытных» посевов. В зависимости от особенностей климата, качества земли и сроков ее эксплуатации в разных уездах устанавливались свои нормы высева культур (количество зерна на единицу площади, обычно – десятину), они были выше, чем на европейской территории России. Для одной и той же культуры, в разных районах, нормы высева различались. По мере того, как поля выпаживались, нормы высева повышались.

Учитывая почвенно-климатические условия, в каждом районе подходили к срокам сева и обработке почвы под разные культуры индивидуально. В результате вырабатывались соответствующие рекомендации по агротехнике. В XVIII в. осваиваются лесостепные и степные районы, где преобладающей культурой становится пшеница. Производство хлеба в период с конца XVIII в. и в первую половину XIX в. увеличилось почти в два раза по сравнению с XVII в. Рост определялся расширением посевных площадей крестьян-старожилов, новоселов–переселенцев и распространением хлебопашества среди коренных

народов Сибири. Рост земледелия способствовал развитию в первой половине XIX в. хлебозапасных магазинов.

Неурожаи в Западной Сибири. Даже южные районы Западной Сибири (степи и лесостепи) представляли собой зоны рискованного земледелия. Периодически, через каждые 4–6 лет здесь повторялись неурожаи, которые осложняли и без того нелегкую жизнь не только крестьян, но и воинства, и мастеровых Горного округа (Кондрашенков, 1969; Мыглан и др. 2015).

Причины неурожаев были разные. Одни связаны с негативными проявлениями природных условий (засухи или проливные дожди, ранние осенние и поздние весенние заморозки). Другие причины были вызваны человеческим фактором: низким агротехническим уровнем сельского хозяйства (применением нерайонированных низкоурожайных сортов культурных растений, практически полное отсутствие использования удобрений и пр.), недобросовестностью крестьян и пашенных казаков, не заинтересованных в получении высоких урожаев на государевых или казачьих пашнях. Обычно несколько причин выступали в совокупности. Тобольский воевода Буйсонов-Ростовский в 1658 г. объяснял, что к неурожаям приводят: *«недопашка или недосев, или с мокра вылегли и истекли, или с жару высохли, или ржею подавило, или прикащичьим и крестьянским нерадением»* (Шунков, 1946, с. 135). Причины неурожаев подтверждаются следующими архивными материалами и свидетельствами ранних путешественников.

1. **Долгое лежание снегов весной, дождливость этого сезона и поздние весенние заморозки.** В 1627 г. уменьшение хлебных поступлений Тобольский воевода объясняет тем, что весной хлеб «топило» (Шунков, 1946, с. 129). В Екатеринбургском, Алапаевском, Далматовском и Шадринском округах в 1788 г. *«против посева в произрастании убыло хлеба, не собраны даже семена»*. Одной из причин неурожая были весенние заморозки (Кондрашенков, 1969; с. 97). В 1844 г. в Бухтарминском отделении *«из числа высеянного озимого хлеба в течение лета во второй половине, с мая, от долгого лежания глубоких снегов и от проливных дождей, изпогибло без возврату 53,5 десятины, так ровно и ярового, от выпадения трехкратно в сентябре снегов и проливных дождей, изпогибло в складах 330,5 десятин»* (ЦХАФ АК Ф. 2. Оп. 1. Д. 8103. Л. 174).

2. **Засуха.** Засуха, как длительный период превышения испарения над осадками, приводила к истощению запасов влаги в почве, что сказывалось в дальнейшем на урожайности сельскохозяйственных культур (Дроздов, 1980). В 1788 г. в Далматовском, Шадринском, Ирбитском округах *«против посева в произрастании убыло хлеба»*, причинами неурожая считалась июньская засуха: *«от небытия дождей в июне месяце»* (Кондрашенков, 1969; с. 97). В Среднем Прииртышье в 1789 г. были *«в июне бездожие и великие жары»* (Аполлова, 1976, с. 233). В 1791 г. в Тобольском наместничестве беду принесла *«...чрезвычайная засуха, засеянные хлебы почти все изпогибли»* (ТФ ГАТО. Ф. 341. Оп. 1. Д. 150. Л. 9). В 1795 г. в Тюмени и Тюменском уезде к неурожаю хлеба привела засушливость летнего сезона: *«стояла летом такая засуха, что земля потрескалась, а трава и хлеб в поле совсем засохли погибли»* (Миненко, 1991, с. 13).

3. **Градобития и инеи летом.** Томские жители в 1636 г. жаловались на неурожай хлебов, потому так его *«мразом, градом выбило»* (Бояршинова, 1952, с. 266). Градобитием нанесен ущерб хлебным посевам в 1751 г. в Тюменском уезде (ТФ ГАТО. Фонд Тюменской Воеводской Канцелярии Д. 5109. Лл. 313–314). В 1758 г. на подгородней государственной десятинной пашне Тюменского уезда в июле градом нанесен ущерб хлебам (Там же. Д. 458. Л. 66об.). В 1769 г. крестьяне Куртамышской слободы Исетской провинции жалуются на сильные непогоды и на частые, даже в июле месяце, бывающие инеи и ночные морозы, отчего в Сибири *«весьма много претерпевают»* (Паллас, 1786).

В первой половине XIX в. отмечается непостоянство погодных условий, случалось, что в июле выпадал иней и град. В 1843 г. в Бухтарминском отделении *«из числа высеянного ярового хлебов от выпавшего на первое число инея, и бывшего 11 и 22 июля и 2 августа (ст. ст. – Т.Ж.) градов без возврату истреблено 3628 десятин»* (ЦХАФ АК Ф. 2. Оп. 1. Д. 8103.

Л. 70). В 1850 г. в Чаусском отделении *«огородные овощи, как то арбузы, дыни, огурцы и тыквы от бывшего 12 июля сего года инья повредились, и урожай от сих овощей получен скудный; Кайлинская волость: огородные овощи, как то огурцы, дыни, тыква, брюква и свекла от морозу и бывшего инья решительно позябли»* (ЦХАФ АК Ф. 2. Оп. 1. Д. 8103. Л. 250).

4. **Ранние заморозки осенью** приводили к неурожаю. В 1635 г. служилые люди Томского уезда сообщают о недороде хлеба в результате наступивших ранних заморозков, которые уничтожили озимые и яровые хлеба, цены на зерно резко возросли, землепашцы оказались в таком бедственном положении, что даже *«семян добыть негде»* (Кондрашенков, 1969; с. 266). В челобитной русских поселенцев Томского уезда в Москву в 1640 г. сообщается, что *«яровой и всякий хлеб позяб и пошел под снег и семян в поле нет, потому что зима стала ранняя»* (Кондрашенков, 1969; с. 267). В Тобольском наместничестве в 1791 г. *«в продолжении месяца июля погибли хлеба сначала от холодной погоды частично позябли»*; в Челкановской волости *«в августе месяце вызябло разного хлеба ярицы – 93, пшеницы – 99, ячмень – 45, овса – 30 десятин...жители к пропитанию хлеба иметь не могут...»* (ТФ ГАТО. Ф. 341. Оп. 1. Д. 150. Лл. 7, 9, 44, 45); в 1792 г. *«Курганский округ — мая 25, 26, 27 (4–6 июня н.с. – Т.Ж.) яровые хлеба: пшеница, овес, ячмень вышедшие из земли позябли...позябло в Курганском округе 24472 десятин... весь оный хлеб к жатве безнадежен»* (ТФ ГАТО. Ф. 341. Оп. 1. Д. 190. Лл. 3, 9, 15).

5. **Дождливость осени** приводила к недородам. Так, в 1761 г. в Тюменском уезде рожь осенью гнила в скирдах из-за дождей (ТФ ГАТО. Фонд Тюменской Воеводской Канцелярии Д. 458, Л. 66).

6. **Широкие разливы рек** иногда выступали в качестве причин неурожаев. В 1736 г. *«...р. Иртыш так наводнена необычно, что весь нижний посад г. Тобольска потоплен той водою... и окрестные и понизовые деревни и избы со строением разнесло, и раззорение великое было жителям, людей, скота и хлеба потонуло, и от того случая хлеб стал дорог»* [15, с. 93]. Летом 1811 г. *«небывалый разлив Иртыша лишил возможности казаков собирать хлеб и приготовить сено для скота»* (Зайков, 1954, с. 96).

7. **Низкий уровень агротехники**, недостаточная приспособленность к мало изученным природно-климатическим условиям, низкое плодородие почвы, недостаточное использование удобрений, феодальные отношения в деревне (принудительная работа на государевом поле, многочисленные повинности), также приводили к низкой урожайности сельскохозяйственных культур (Аполлова, 1976).

Тем не менее, неурожай не носили всеобъемлющего характера, недородам был присущ местный характер и частичный охват культур (Громыко, 1965). Даже в неурожайные годы Западная Сибирь обходилась без привоза хлеба из европейской части, хотя администрации приходилось использовать для распределения хлеба непопулярные меры.

Скотоводство было развито в основном в южных районах Западной Сибири (степь, лесостепь, предгорья и низкогорья Алтая). Повсеместно преобладало коневодство, что определялось потребностями самих крестьянских хозяйств, транспортными работами на Алтайских заводах, извозом по Сибирскому тракту и нуждами воинских частей. Особенно активно развивалась эта отрасль животноводства на территории Алтайского горного округа. Суровость и неустойчивость погодных условий МЛП отразились и на развитии скотоводства и изменении поголовья скота Южной Сибири (Мыглан и др., 2015).

Горнозаводские предприятия Алтайского горного округа также ощутили влияние МЛП, которые проявились в суровости зим, жарких летних месяцах, снижении уровня хионосферы и образовании белков, отсутствующих ныне. Природные условия МЛП оказали влияние на русскую колонизацию и формирование хозяйственных зон, но при этом более значительными были социальные и экономические факторы.

Список литературы:

Аполлова Н.Г. 1976. Хозяйственное освоение Прииртышья в конце XVI – первой половине XIX в. М.: 372 с.

- Аракава Х. 1975. Изменение климата Л.: 112 с.
- Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. 1983. Экстремальные природные явления в русских летописях XI–XVII вв. Л.: 240 с.
- Бояршинова З.Я. 1952. К вопросу о развитии русского земледелия в Томском уезде в XVII в. // Материалы по истории земледелия. М.: с. 247–278.
- Громыко М.М. 1965. Западная Сибирь в XVIII в. Новосибирск: 270 с.
- Дроздов О.А. 1980. Засухи и динамика увлажнения. Л.: 96 с.
- Зайков Б.Д. 1954. Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время. Л.: 138 с.
- Кондрашенков А.А. 1969. Крестьяне Зауралья в XVII–XVIII веках. Ч. II. Челябинск, 276 с.
- Ладюри Э. Ле Руа. 1971. История климата с 1000 года. Л.: 280 с.
- Леви К.Г. 2014. Малый ледниковый период. Часть 3. Природно-климатические, геоэкологические и социально-экономические аспекты // Археология и геоэкология. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». Т. 10, с. 2–26.
- Магидович И.П., Магидович В.И. 1984. Очерки по истории географических открытий. Т. III. М.: 320 с.
- Миненко Н.А. 1991. Экологические знания и опыт природопользования русских крестьян Сибири в XVIII – первой половине XX в. Новосибирск: 210 с.
- Мыглан В.С., Овчинников Д.В., Ваганов Е.А., Жирнова Д.Ф. 2015. Влияние климатических изменений на хозяйственную деятельность населения Южной Сибири в «Малый ледниковый период» // География и природные ресурсы. № 4, с. 90–96
- Паллас П.С. 1786. Путешествие по разным местам Российского государства по велению Санкт – Петербургской императорской Академии наук. СПб., ч. 2. кн. 1, 492 с.
- Сборник избранных публикаций А.А.Величко. 2012. Отв. Ред. И.И.Спасская. М.: ГЕОС, 570 с.
- Шунков В.И. 1946. Очерки по истории колонизации Сибири в XVII – начале XVIII веков. М.-Л.: 228 с.

РОЛЬ КЛИМАТА И ЧЕЛОВЕКА В ПРЕОБРАЗОВАНИИ ЛАНДШАФТОВ ПОЛЕСЬЯ (БЕЛАРУСЬ) В ГОЛОЦЕНЕ

В.П. Зерницкая

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь, valzern@gmail.com

THE ROLE OF CLIMATE AND HUMANS IN THE TRANSFORMATION OF THE POLIS'YE LANDSCAPES (BELARUS) IN THE HOLOCENE

V.P. Zernitskaya

Institute for Nature Management, National Academy of Sciences, Minsk, Belarus

Особенности природной обстановки Полесья определяются взаимодействием геолого-геоморфологических, гидрологических и климатических факторов. В морфологическом отношении регион представляет собой плоскую корытообразную заболоченную низину. Абсолютные отметки изменяются от 135–155 м на западе до 100–130 м на востоке. Глубина залегания уровня грунтовых вод на возвышенностях не превышает 10 м, на остальной территории – 1–3 м. Наиболее крупные реки Полесья, относятся к бассейну Днепра, меньшая часть принадлежит бассейнам Буга и Немана. Главная водная артерия – река Припять течет по самой пониженной части низменности.

Современный комплекс природных условий Полесья окончательно сформировался на последнем отрезке геологической истории, а именно, в позднеледниковье и голоцене. В поозерское (валдайское) время этот регион находился в перигляциальной зоне. На ранних этапах дегляциации поозерского ледника (~ 21.0 – 19.0 тыс. кал. ¹⁴С л. н./17.0 – 16.0 тыс. ¹⁴С л. н.), когда сток вод в сторону балтийского бассейна был заблокирован льдом, водные потоки из приледниковых бассейнов (скидельский, лучосский, верхнедвинский) по прадolinaм Щары, Зельвянки и Березины были направлены в полесский регион. При

наличии мерзлотных грунтов обширные мелководные водоемы были образованы в бассейнах Верхней Припяти, Верхней Щары, Ясельды, Орессы, по правобережью р. Пины, в районе Лунинца и оз. Червоного, в междуречье Стирь-Словечна и в пределах Василевичской озерно-аллювиальной низины. На завершающих этапах пленигляциала эти водоемы были спущены в результате врезания русла Припяти и ее притоков. К началу позднеледниковой интерстадиала (14.5-12.8 тыс. кал. ^{14}C л.н., ВО-AL) озерность территории Полесской низменности была выше современной.

Наиболее чувствительным индикатором в изменении взаимообусловленных компонентов природной среды (климата, почв, гидрологических условий) и техногенеза является растительность. В этом аспекте изученные озерные и озерно-болотные отложения спорово-пыльцевым и радиоуглеродным методами позволили проследить динамику растительного покрова, установить возраст современных озер Полесья и этапы заболачивания, определить роль человека в преобразовании естественных природных ландшафтов.

Проведенные исследования и анализ фактического материала (50 разрезов) свидетельствуют о том, что базальные торфа, подстилаемые озерными отложениями, датированы возрастом в диапазоне 13.0-12.0 тыс. ^{14}C л. н. (16.0-14.7 тыс. кал. ^{14}C л. н.). Наиболее древние аккумуляции торфа распространены по периферии Полесской низменности и в центральной ее части (Matveev, et al., 1993). Разрастание болот и заболачивание прилегающих суходольных участков и междуречий регистрируется в среднем голоцене (8200 – 6000 и 4800 – 4000 кал. л. н.), в позднем голоцене усилилось заболачивание пойменных территорий бассейна Припяти и формирование сфагновых болот (Зерницкая, Матвеев, 2016).

Начало озерного седиментогенеза, согласно радиоуглеродным датам, заключено в интервале 14120 ^{14}C л. н./17450-16940 кал. ^{14}C л. н. (оз. Старое) – 11324 ^{14}C л. н./13610 -12850 кал. ^{14}C л. н. (оз. Бобровицкое), что соответствует завершающим этапам пленигляциала и позднеледниковому интерстадиалу ВО-AL) (Зерницкая, Матвеев, 2016; Zernitskaya et al., 2015).

Данные палинологических исследований свидетельствуют о том, что в конце пленигляциала (DR-1) в Полесье были распространены тундро-степные и лесотундровые ландшафты, в которых важную роль играли ивы (в том числе *Salix phylicifolia*, *S. polaris*), ольховник (*Alnus fruticosus*), кустарниковые виды березы (*Betula nana*), гипновые, бриевые и сфагновые (*Hypnum*, *Bryales*, *Sphagnum*) мхи, плаунок (*Selaginella*) (рис. 1). Содержание пыльцы трав (NAP) в отложениях колебалось от 50 до 20%, при этом доминировали полынь (*Artemisia*), маревые (*Chenopodiaceae*) и осоковые (*Cyperaceae*). Среди древесных пород росли сосна (*Pinus sylvestris*, *Pinus* s. *Strobus*) и береза (*Betula*). Во время ВО - AL потепления, с исчезновением мерзлотных грунтов, на территории Полесья распространились светлые сосновые леса с березой. В течение позднелидниковой похолодания (DR-3, 12800-11700 кал. л. н.) в пределах Полесья появились локальные участки с лесотундровыми ландшафтами, в которых доминировала ива. Разреженный лесной покров был представлен сосной и березой. В напочвенном покрове увеличилась роль светолюбивых трав, однако моховая растительность, за исключением сфагнума, практически отсутствовала. Резкое потепление климата при переходе к голоцену (11.8 – 11.4 тыс. кал. л. н.) обусловило быстрые изменения в лесном покрове, а именно: 11800 – 11400 кал. л. н. – сосновые леса с участием березы; ~11400-10400 кал. л. н. – березовые и сосново-березовые леса с ольхой и присутствием вяза; 10400-9200 кал. л. н. – смешанные сосново-лиственные леса (береза, ольха, орешник, вяз, дуб, ясень); 9200-5800 кал. л. н. – широколиственные и сосново-широколиственные (вяз, дуб, ясень, липа, ольха, орешник, береза) леса; 5800-3000/2700 кал. л. н. – сосново-широколиственные (дуб, вяз, ясень, липа, граб, ольха, береза, орешник) леса с елью и присутствием бука; 2700-1000 кал. л. н. – широколиственно-сосновые (дуб, граб, ясень, ольха, орешник, ель) леса; 1000 кал. л. н. – современность – смешанные лиственно-сосновые (береза, дуб, граб, тополь, ольха, орешник) леса, увеличение доли луговых пространств (рис.1).

– первый этап (~ 8.0 - 6.5 тыс. кал. л. н.) характеризуется постоянным присутствием подорожника, щавеля, крапивы (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Urtica*), что указывает на появление троп и вытоптанных мест, связанных, вероятно, с появлением долговременных неолитических поселений. Присутствие единичных находок *Cerealia* (*Avena* type) в разрезах Бобровичское, Песчаное, Иванисовка и др. не позволяет говорить о начале земледелия из-за большого сходства этой пыльцы с дикорастущими представителями семейства злаковых (Poaceae);

– второй этап (~ 5.8 - 4.8 тыс. кал. л. н.) связан с появлением пыльцы пшеницы (*Triticum*) и сорных растений, растущих в посевах, что может свидетельствовать о зарождении земледелия, не влияющего на изменения естественных ландшафтов региона;

– третий этап (~ 2.8 - 1.0 тыс. кал. л. н.) выделен по увеличению количества пыльцы культивируемых злаков (*Cerealia*), в составе которых, кроме *Triticum* и *Avena*, регистрируется рожь (*Secale*), увеличивается значение пашенных сорняков (*Fagopyrum*, *Sedum*, *Centaurea cyanus*), лугового разнотравья и рудеральных представителей. В озерных отложениях повышается содержание кластогенного материала, угольных частиц, уменьшается концентрации пыльцы, что свидетельствует о локальном сведении лесов;

– четвертый этап (последние 800-700 кал. лет), который наиболее достоверно установлен по пыльце в осадках озер Дворищанского, Песчаного, Иванисовка, Бобровичского, отражает подъем сельскохозяйственной деятельности в XII – XIX вв. Содержание трав (20%) достигает значений позднеледниковья, падает общая концентрация пыльцы, при этом увеличивается доля березы, ольхи, осины (признак вторичного лесного покрова), рудеральных представителей (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*), осоково-злакового разнотравья и пастбищных угодий, культурных злаков (*Cerealia*, *Secale*, *Triticum*) и пашенных сорняков (*Fagopyrum*, *Sedum*, *Polygonum*, *Centaurea cyanus*).

Таким образом, роль человека в преобразовании ландшафтов Полесья на протяжении голоцена была незначительной и лишь на последних этапах (с появлением железных орудий труда) деятельность, связанная с земледелием и животноводством, четко регистрируется в пыльцевых спектрах.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (грант X16P-034).

Список литературы:

Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Тимирева С.Н. 2010. История формирования болота Иванисовка (Белорусское Полесье) // Літасфера. №1 (32), с. 20–30.

Зерницкая В.П., Матвеев А.В. 2016. Ретроспективный анализ развития Белорусского Полесья в позднепоозерское и голоценовое время // Проблемы рационального использования природных ресурсов и устойчивое развитие Полесья. Материалы Междунар. науч. конф. (Минск, 14–17 сент. 2016 г.). Минск: Беларуская навука, т. 1, с. 478-482.

Matveev A.V., Krutous E.A., Zernitskaya V.P. 1993. Geochronology of the holocene of the Belorussian Polessie // Radiocarbon, v. 35, N 3, p. 435–439.

Zernitskaya V., Stančikaitė M., Vlasov B., Šeirienė V., Kisielienė D., Gryguc G., Skipitytė R. 2015. Vegetation pattern and sedimentation changes in the context of the Lateglacial climatic events: Case study of Staroje Lake (Eastern Belarus) // Quaternary International, v. 386, p. 70-82.

О СТРОЕНИИ ТЕРРАСЫ АВДЕЕВСКОЙ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ

М.Н. Кандинов

Научно-исследовательский институт и Музей антропологии им. Д.Н. Анучина МГУ
Москва, Россия, kmn_49@mail.ru

ON THE STRUCTURE OF THE TERRACE CONTAINING THE AVDEEVO UPPER PALEOLITHIC SITE

M.N. Kandinov

Research Institute and Museum of Anthropology, Moscow State University, Moscow, Russia

Авдеевская позднепалеолитическая стоянка была открыта весной 1941 года. Колхозный бригадир Иван Данилович Авдеев в береговом обрыве р. Рогозны (приток р. Сейм) южнее д. Авдеево нашел вымытый рекой бивень мамонта более полуметра длиной и привез его в Областной краеведческий музей в городе Курске. Заведующим отделом музея Самсонов Владимир Иванович (1886-1964 гг.) в июне 1941 года выехал на место находки, осмотрел его и собрал там небольшую коллекцию кремневых орудий. По существу, 18 июня 1941 он открыл Авдеевскую стоянку, получившую впоследствии всемирную известность. После окончания Великой Отечественной войны, в 1946 г., с коллекцией познакомился старший научный сотрудник Музея антропологии МГУ М.В.Воеводский (1903-1948 гг.), который в том же году начал раскопки стоянки. После его внезапной смерти в 1949 году исследование стоянки было продолжено совместной экспедицией Ленинградского отделения Института археологии АН СССР (ЛОИА) и Музея антропологии МГУ под руководством А.Н.Рогачева (до 1953 года).

С 1972 года после 24-летнего перерыва исследование Авдеевой стоянки возобновилось силами совместной экспедицией НИИ Антропологии МГУ и ЛОИА АН СССР. Работами руководили в разные годы М.Д. Гвоздовер, Г.П. Григорьев, Е.В. Булочникова. К настоящему времени в Авдеево выявлено два жилых объекта – Авдеево-старое и Авдеево-новое (далее в тексте, соответственно, АВС и АВН), расположенных на расстоянии 20 метров друг от друга и еще одно пространство, не попадающее в типичный комплекс жилых площадок, расположенное между двумя объектами. В публикациях этот участок обозначается как «межобъектное пространство» (далее МОП) (Булочникова, 2012) (рис. 1).

К настоящему времени вопрос о взаимоотношении двух жилых площадок и их относительного возраста так и остался не выясненным. Не ясно и строение южной периферии памятника. Культурный слой, приуроченный в пределах стоянки к прослою супеси, в этом направлении сокращен по мощности и насыщенности кремневым материалом, по сравнению жилыми площадками, но границы его распространения пока не установлены. До конца не выяснено внутреннее строение самой надпойменной террасы, на которой расположен памятник, несмотря на то, что эта территория длительное время исследовалась такими крупными специалистами как Б.М. Данышин, А.И. Москвитин, М.Н. Грищенко, А.А. Величко, Ю.Н. Грибченко и другими. Именно решению последнего вопроса и посвящена данная работа.

Еще в 1946 году М.В. Воеводский, в своем отчете по раскопкам стоянки написал: *«Кремни и кости животных залегают в толще пойменных отложений высокой поймы, у самого края пойменной террасы, заливаемой в большие разливы Сеймом и Рогозной»* (Воеводский, 1946.). В 1950 году А.И. Москвитин пишет: *«Из ближайших к Авдееву можно указать левый устьевой мыс долины Рогозны. Здесь верхняя терраса сходит в долину Сейма двумя уступами, из которых нижний представляется четко выраженной песчаной I надпойменной террасой, на 2 м превышающей высокую пойму. Пологим уступом в 1 м высотой, эта терраса граничит с небольшим участком низкой террасы, являющей полную аналогию с авдеевской и несущей такой же мощности покров суглинков с подлесной почвой на их поверхности»* (Москвитин, 1950, стр. 32-33). Еще более определенно об Авдеевской

террасе пишет выдающийся геолог-четвертичник, профессор Воронежского лесотехнического института М.Н. Грищенко (1903-1975 гг.), работавший в Авдеево вместе с А.Н.Рогачевым: «Выделенная А.И. Москвитиным «промежуточная» терраса Сейма и Rogozny с культурными остатками стоянки Авдеево имеет себе аналога на Дону – первую надпойменную террасу, также очень мало отличающуюся по высоте от поймы; в районе Боршево поверхность этой террасы в паводки заливается водой. Строение этой террасы в Авдеево вполне отвечает нормальной колонке террасовых отложений, а различие их разрезов на Дону и Сейме не настолько велико, чтобы можно видеть между ними большую разницу. Таким образом, «промежуточную» террасу в районе Rogozny мы будем называть первой надпойменной террасой» (Грищенко, 1951, стр. 53-54).

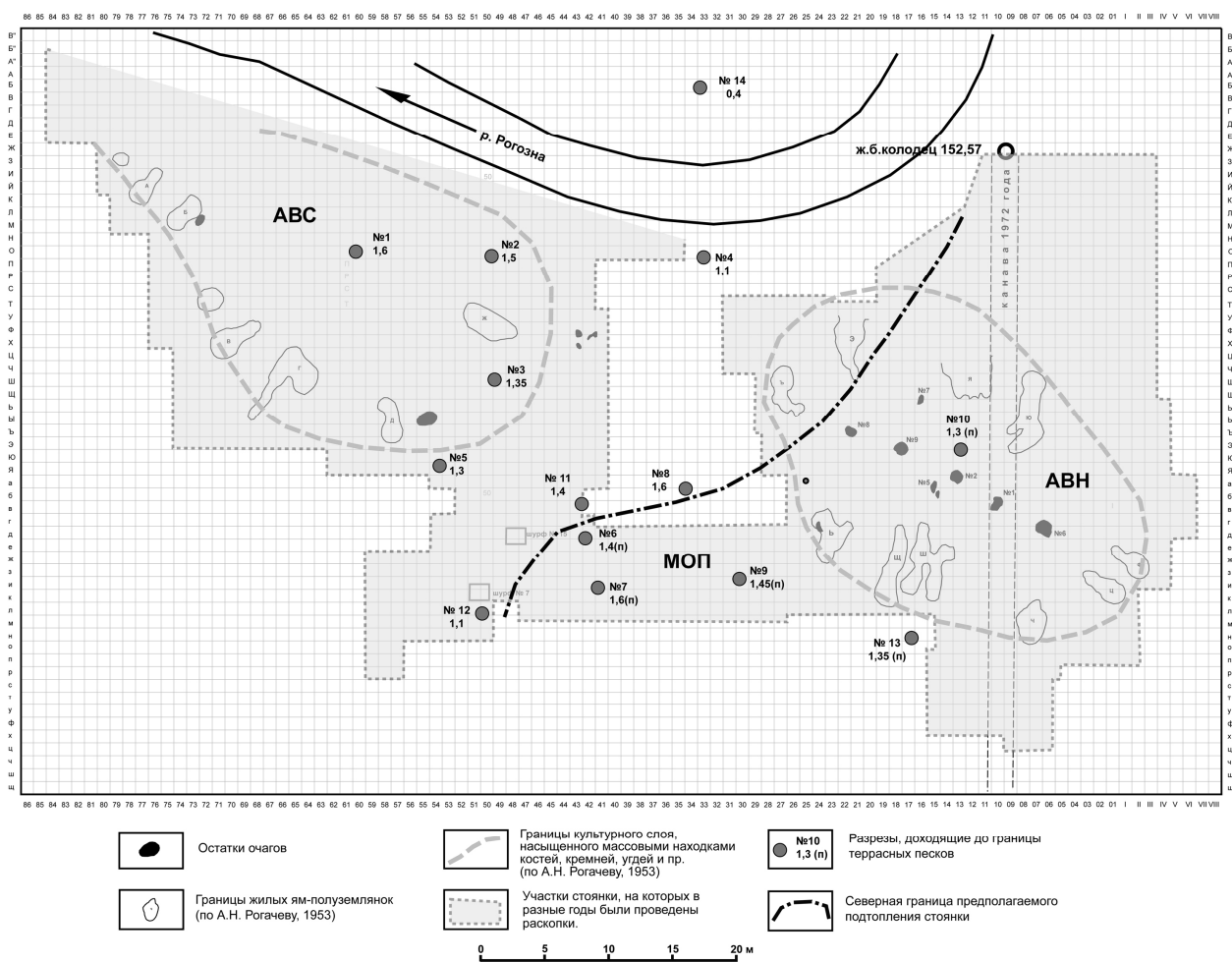


Рис. 1. Схема Авдеевской позднелолитической стоянки по данным историографических и геологических исследований.

В отчете А.Н. Рогачева о работе Палеолитической экспедиции в 1955 г. в разделе, посвященном изучению геолого-геоморфологических условий палеолитических стоянок Среднерусской возвышенности, мы наткнулись на геологический разрез молодого (в то время) специалиста-географа Андрея Алексеевича Величко (1931-2015 гг.) (рис. 2). В разрезе отмечается четырехчленное строение долины р. Рогозны в районе Авдеевской стоянки: суглинки; супеси; песок и глина (Рогачев, 1955). В более поздней работе Андрея Алексеевича приводится детальное описание разреза террасы (Величко и др., 1981).

Здесь, казалось бы, можно было поставить точку, несмотря на оставшиеся сомнения археологов (о чем они писали до последнего времени). Однако в работах А.И. Москвитина, М.Н. Грищенко и А.А. Величко при описании разрезов террасы, а также в работах археологов, занимавшихся раскопками, выше слоя супесей, включающих культурный слой стоянки, упоминаются светло-желтые пески (иногда с признаками микрослоистости). У

археологов эти пески отмечаются как «слой 4». Если слоистые пески слоя 6 обычно считают основанием террасы, то значение песка слоя 4 у археологов должного объяснения не находит. Проведенный нами анализ разрезов по многим старым раскопам (рис. 3) показал, что на жилой площадке АВС этот песок в разрезе отсутствует. Он устойчиво присутствует в разрезах только юго-восточнее штрихпунктирной линии, показанной нами на плане Авдеевской стоянки (см. рис.1). Наличие данного прослоя может свидетельствовать о том, что слой супесей, с которыми связан культурный горизонт жилой площадки АВН затоплялся водами р. Rogozny и Сейма в направлении с востока к западу от старого русла Rogozny, в результате чего он перекрыт маломощным (5-12 см) слоем аллювиального песка. Из этого можно предположить, что палеолитические люди, после затопления АВН, переместились на более высокий уровень террасы, организовав там новую жилую площадку АВС. Вопросы частичного подтопления Авдеевской стоянки согласуются и с работами А.В. Панина, в которых утверждается, что примерно 18-17 тыс. лет назад половодья в системе р. Сейм значительно усилились (Панин и др., 2001).

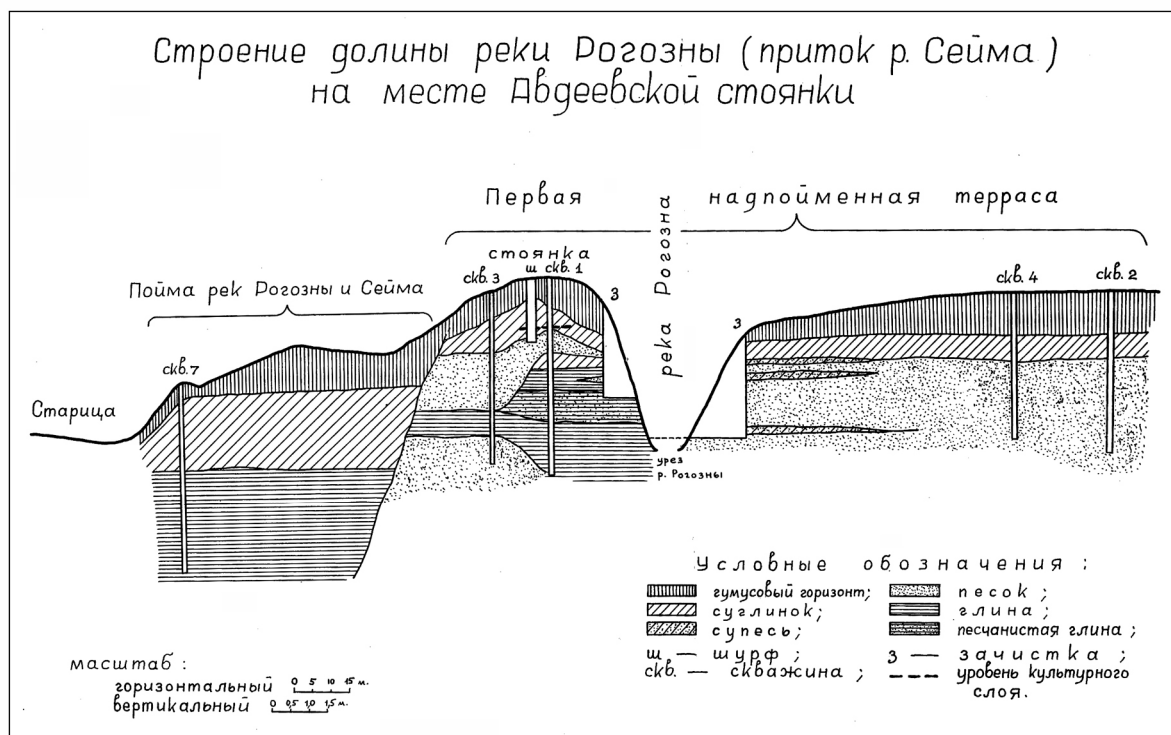


Рис. 2. Геолого-геоморфологический разрез через первую надпойменную террасу, на которой расположена Авдеевская стоянка (составлен А.А. Величко, 1955 г.)

Автором, совместно с сотрудниками географического и геологического (отделения геофизики) факультетов МГУ летом 2016 года в пределах южной части террасы, на которой расположена Авдеевская стоянка, проведены геофизические (георадарные) исследования, в результате которых получены обоснованные данные по внутреннему строению террасы, на которой расположена стоянка. Метод также позволил оценить степень техногенного воздействия современного человека на площади террасы, где располагается стоянка (имеющие перекопы, различные земляные сооружения и т.п.), определить границы этих мест.

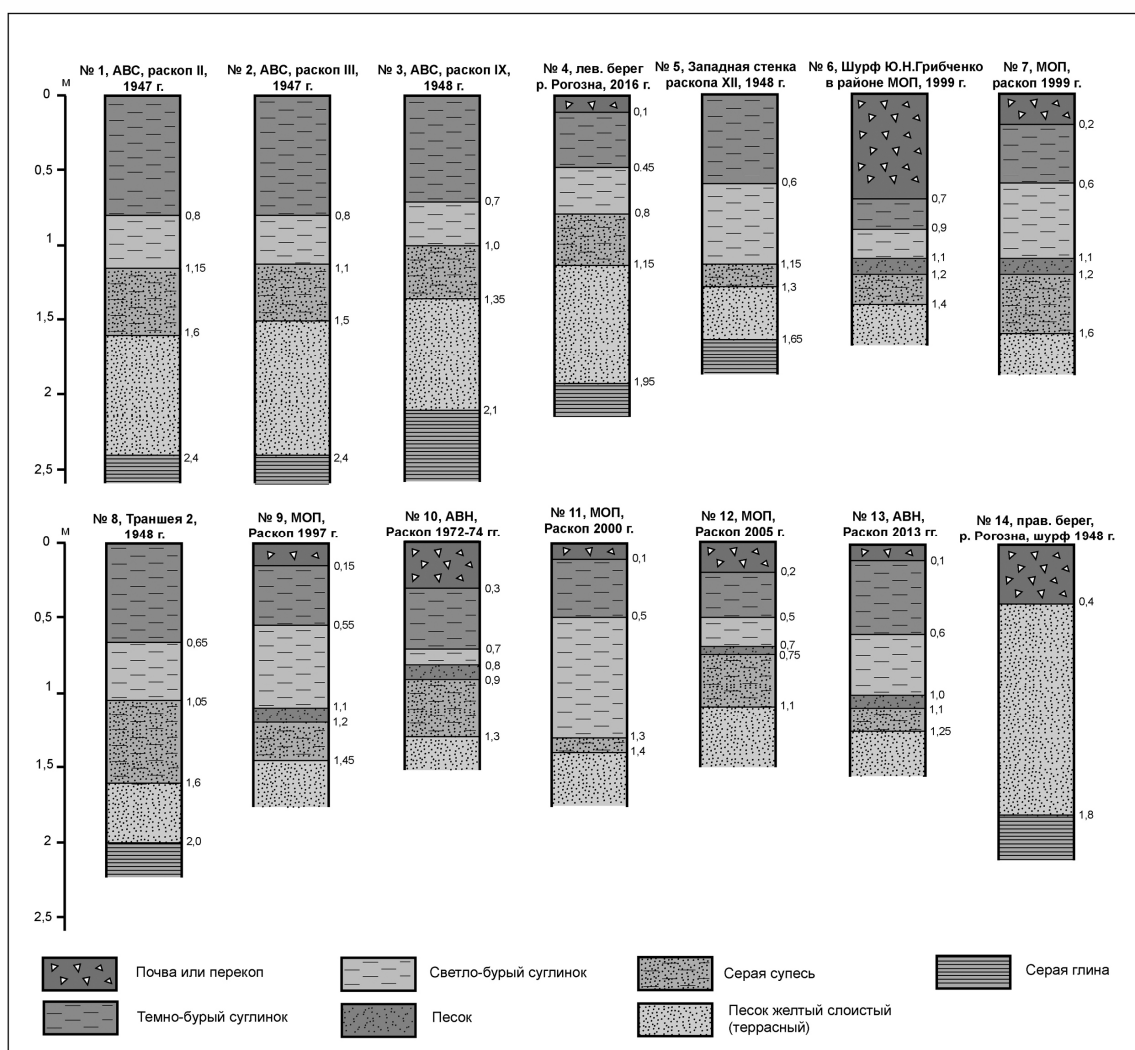


Рис. 3. Геологические разрезы террасы по данным раскопок разных лет.

Список литературы:

Булочникова Е.В. 2012. Авдеево: межобъектное пространство // Первобытные древности Евразии. К 60-летию Алексея Николаевича Сорокина. М.: с. 37-58.

Величко А.А., Гвоздовер М.Д., Григорьев Г.П., Губонина З.П., Ударцев В.П., Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В. 1981. Авдеево // Путеводитель совместного советско-французского полевого семинара по теме: «Динамика взаимодействия между естественной средой и доисторическими обществами», М.: Наука, с. 48-56.

Воеводский М. В. Отчет о раскопках Авдеевской палеолитической стоянки, произведенных летом 1946 г. Деснинской экспедицией // Фонды ИА РАН, Ф-1. Р-1. № 72. 77 л., 33 ил.

Грищенко М.Н. 1951. Опыт геологического сопоставления верхнепалеолитических стоянок Авдеево на Сейме и Костенки I (Полякова) на Дону // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 16, с. 51-60.

Москвитин А.И. 1950. О геологических условиях Авдеевской верхнепалеолитической стоянки // Краткие сообщения Института истории материальной культуры им. Н.Я. Марра, вып. XXXI, Л.: с. 28-33.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д. 2001. Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология, №2, 19-34.

Рогачёв А. Н. Отчет о работе Палеолитической экспедиции в 1955 г. по изучению геолого-геоморфологических условий Палеолитических стоянок Среднерусской возвышенности // Фонды ИА РАН, Ф-1. Р-1. № 1206. 124 л., 38 ил.

ПРИРОДНЫЕ И КУЛЬТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ДРЕВНИХ КОЧЕВЫХ СТОЙБИЩ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЛАТО ПУТОРАНА

И.В. Кобиляков

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, kobi_van@mail.ru

NATURAL AND CULTURAL SPECIFICS OF LOCATION OF NOMAD CAMPS IN THE CENTRAL PART OF THE PUTORANA PLATEAU

I.V. Kobilyakov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Центральная часть плато Путорана труднодоступна и в настоящее время не населена. Однако, из научной литературы и из исторических преданий народов, населяющих окрестности плато (долганских, нганасанских, энецких) известно, что ещё относительно недавно территория активно осваивалась кочевниками.

Одно из первых упоминаний о коренном населении плато Путорана принадлежит выдающемуся русскому исследователю – Александру Фёдоровичу Миддендорфу. Он пишет, что в Авамском поселении (к северу от плато Путорана) он встретил старшину Ялегринской орды (Ялегринского рода) и приводит данные о принадлежавшей этой орде территории: «... эта орда кочевала на восток от Авама до Хатанги, а к югу до известного Ессейского озера и до высших горных вершин этого края в верховьях Хеты...» (Миддендорф, 1879)

Эвенкийский род Ялегров (Ялогир, Елогир, Иологир) упоминается и в более поздних источниках. По данным Приполярной переписи 1926-1927 гг. в центральной части плато Путорана (Аян-Аяклинский регион) на тот момент кочевало 6 эвенкийских семей (22 человека с 339 оленями) (Туголуков, 1985).

Цель данной работы – обозначить основные критерии, которыми руководствовались кочевники плато Путорана при выборе места для стойбищ.

Во время экспедиционных работ в долине реки Дулук на территории Путоранского заповедника были обнаружены 7 кочевых стойбищ (Кобиляков, 2016). По найденным на некоторых стойбищах остаткам бытовых отходов (консервные банки с датой изготовления на крышке, старая обувь, другие предметы быта), можно предположить, что последние кочевники (предположительно – эвенки) покинули эти места не позже, чем в 70-80-х годах XX века.

В расположении обнаруженных в долине реки Дулук кочевых стойбищ усматривается несколько закономерностей:

1 - большинство из стойбищ (6 из 7) находятся на поверхности первой надпойменной террасы на расстоянии 50-70 метров от уреза ближайшего постоянного или временного водотока;

2 - все стойбища располагаются к северу или северо-западу от гряды или лесного массива, блокирующих действие преобладающих ветров;

3 - при наличии хорошо дренированных участков надпойменной террасы, кочевники предпочитали их более влажным участкам.

Все эти факторы могли учитываться оленеводами при выборе мест для стоянок. Их следует отнести к природным факторам.

Наибольший интерес представляет стоянка, найденная недалеко от места впадения реки Уксикан в реку Дулук. Здесь относительно хорошо сохранились два выложенных из камней круга, маркирующих расположение традиционных жилищ – чумов. Остатки одного из чумов выглядят более современными, другого – более старыми (таблица 1).

Из таблицы 1 видно, что обнаруженные на стойбище остатки двух чумов, построенных в разное время, довольно сильно отличаются друг от друга как размерами, так и расположением. Особый интерес представляет различное размещение мест для рубки дров и самих дров по отношению к центральной части каждого из двух чумов. Вероятнее всего это свидетельствует о различиях в ориентации входа в этих жилищах.

Таблица 1. Параметры кочевых жилищ одного из стойбищ в долине реки Дулук.

	Относительно более древний чум	Относительно менее древний чум
Диаметр чума, см	480	570
Количество обнаруженных рядом жердей	0	15
Количество выложенных по кругу камней, прижимавших покрывку чума	21	33
Расстояние до уреза реки, м	57	72
Расположение места для рубки дров относительно центра чума	6 м к юго-востоку.	4 м к западу
Наличие дров, их расположение	нет	есть, на западной границе каменного круга

Исследователи указывают на сложность отношений между человеком и природой среди кочевников и, в частности – у эвенков. Так, например, солнце, река, горы воспринимались не просто как компоненты природы, но наделялись разными божественными свойствами. В их честь проводились ритуалы, устраивались праздники (Давыдов, 2016). То есть, природная среда, формировала вполне определенные религиозные и мировоззренческие взгляды людей, во многом обуславливала их повседневный уклад жизни.

Из разговоров с жительницей посёлка Хантайское Озеро Аксёновой Верой Гавриловной (1939 г.р.), которая в 50–е годы XX века кочевала в долине реки Дулук вместе со своими родителями, удалось выяснить несколько особенностей процесса выбора места для стоянки. Эти особенности можно назвать культурными, то есть, обусловленными традициями, сложившимися у кочевников:

1 - место всегда выбирал глава семейства (отец);

довольно часто места для стойбищ использовались неоднократно, некоторые из них были хорошо известны кочевникам;

2 - в зимнее время, перед тем, как ставить чум, оленеводы проверяли наличие ягеля вокруг места для стоянки, раскапывая снег;

3 - вход в чум должен был быть обращён не на запад, потому что «там, где солнце падает», находится мир мёртвых. Если расположишь вход в чум не так – «грех».

Сопоставляя данные полученные в ходе визуального осмотра стойбища в долине реки Дулук с тем, что удалось узнать от информанта, мы видим несоответствие. Вопреки сложившейся традиции, о которой рассказала Вера Гавриловна Аксёнова, один из чумов, обнаруженных в долине реки Дулук (более современный), ориентирован входом на запад. Вероятно это было сделано ради удобства, так как именно с этой стороны от чума находится река Дулук. То есть, те, кто ставил новый чум (предположительно в 70-х – 80-х годах XX века), проигнорировали традиционные религиозные представления или просто не знали их. Возможно также, что за 20-40 лет некоторые традиционные знания расположения чума позабылись или получили иную трактовку.

Без сомнения, вопрос о правилах размещения кочевых стойбищ и отдельных хозяйственных построек на плато Путорана нуждается в дополнительных исследованиях. Но

уже сейчас можно сказать, что их расположение зависело от множества факторов и определялось как природными условиями, так и сложившимися в обществе культурными традициями и представлениями об окружающем мире.

Список литературы:

Давыдов В.Н., Симонова В.В., Сем Т.Ю., Брандишаускас Д. 2016 Огонь, вода, ветер и камень в эвенкийских ландшафтах. Отношения человека и природы в Байкальской Сибири: колл. моногр. СПб.: МАЭ РАН, 196 с.

Кобиляков И. В. 2016. Природные особенности размещения деревянных построек и стойбищ кочевого населения в центральной части плато Путорана // Материалы Междунар. конф. «Эффективное развитие горных территорий России». Махачкала.

Миддендорф А.Ф. 1879. Путешествие на север и восток Сибири (в 2 ч.). Север и восток Сибири в естественно-историческом отношении. Отд. VI. Коренные жители Сибири. СПб.

Туголуков В.А. 1985. Тунгусы (эвенки и эвены) Средней и Западной Сибири. М: Наука, 285 с.

КРЕМНЕВОЕ СЫРЬЕ КАК ФАКТОР ХОЗЯЙСТВЕННОЙ АДАПТАЦИИ В КАМЕННОМ ВЕКЕ БОЛЬШОГО ДОНБАССА

А.В. Колесник

Донецкий национальный университет, г. Донецк, Донецкая Народная Республика,
akolesnik2007@mail.ru

FLINT RAW MATERIAL AS A FACTOR OF ECONOMIC ADAPTATION IN THE STONE AGE OF THE BIG DONBASS

A.V. Kolesnik

Donetsk State University, Donetsk, Donetsk People Republic

Поиск закономерностей расселения и ритмов культурогенеза в каменном веке в зависимости от ресурсной базы и природно-климатических условий характерен для многих работ А.А. Величко (Величко, 1997; и др.). Такой подход продуктивен и при анализе сырьевого фактора в каменном веке Большого Донбасса.

Большой Донбасс – особая геологическая структура на юге Восточной Европы, состоящая из Донецкого кряжа и окраинных территорий. Кряж окаймляют породы мелового возраста, которые массово обнажаются в Северо-Западном (бассейн Торца и Бахмутки), Южном (р. Крынка) и Юго-Восточном Донбассе (р. Тузлов). Эти породы (преимущественно пясч. мел) содержат многочисленные прослои кремневых конкреций. Основная концентрация кремневых стяжений отмечается в туронских и коньякских ярусах верхнего мела. Лучшие образцы кремневых конкреций имеют округлые очертания, размеры до 40-50 см. Встречаются также конкреции ветвистой формы, плитчатый кремль. Различаются темно-серые полупрозрачные кремни, серые с белесыми включениями матовые кремни, образцы с буроватой зональной окраской. Наилучшими пластическими свойствами обладает туронский темно-серый хорошо перекристаллизованный кремль с небольшим количеством матовых ядер и включений. В целом, у проживавших в Донбассе коллективов людей на протяжении всего каменного века, можно отметить весьма высокую обеспеченность кремневого хозяйства качественным сырьем.

Систематическое заселение региона фиксируется, начиная со среднего палеолита. Отмечена выраженная концентрация стоянок в районе геологических источников мелового кремня и месторождений палеогенового кварцита. Функциональные типы памятников среднего палеолита различны – от кратковременных охотничьих стойбищ до мастерских. В большинстве кремневых комплексов представлен полный цикл расщепления. Преобладала «францевая» сырьевая стратегия на основе эксплуатации местной сырьевой базы (Колесник, 2016). За пределами Донбасса, в Северо-Восточном Приазовье (Носово, Рожок) и в бассейне

р. Волчьей (Антоновка) стоянки концентрируются в микрорайонах, содержащих кремнь во вторичном залегании.

В позднем палеолите система расселения и землепользования существенно усложняется и демонстрирует две модели для кремненосных и некремненосных районов Донбасса и окружающих территорий.

В районах Большого Донбасса, богатых кремневыми запасами, сложившаяся система расселения испытывала явное воздействие сырьевого фактора. В пределах Кряжа и его окраинной зоны крупные стоянки располагались либо у источников кремня (Амвросиевская стоянка), либо на незначительном удалении от них (Золотовка, Яма). Такая модель расселения характерна для позднего палеолита Днепровского бассейна. В Донбассе вместе со стоянками в значительном количестве выявлены мастерские по первичному расщеплению кремня. Типологический спектр мастерских разнообразен: от эфемерных, предназначенных для пополнения дневных запасов кремня местных групп охотников (Татьяновка, Святые Горы) до крупных мастерских, из которых в значительном количестве выносилась готовая продукция преимущественно в виде заготовок нуклеусов, готовых пластин, наконечников, подготовленного сырья (Висла Балка, Бирючья Балка). Поселенческие эквиваленты этих мастерских пока не идентифицированы, поэтому зона распределения продукции находится пока в плоскости дискуссии. В позднем палеолите Большого Донбасса и его окружения наиболее распространенной была сырьевая стратегия, основанная на прямых пеших поставках.

Классический и хорошо изученный некремненосный район с крупными стоянками с почти круглогодичным заселением локализуется в дельте Дона в Каменной Балке (Леонова и др., 2006). Ближайшие выходы кремня находятся в бассейне р. Крынки (Южный Донбасс), на удалении около 120 км. Местных источников кремня практически не было. Поставки его из удаленных источников были хорошо организованы. Деятельность «сырьевых провизоров» в какой-то степени напоминала деятельность групп охотников, приносивших на стоянки охотничьи трофеи из дальних рейдов. Интенсивность переработки каменного сырья на стоянках была чрезвычайно высокой. Дефицит сырья стимулировал организацию сложной системы поставок, переработки и потребления кремня, что неизбежно вызывало диверсификацию всей экономики. Скорее всего, у населения дельты Дона кремневое хозяйство имело такое же инфраструктурное значение, что и охотничье – планирование поставок, материальная подготовка, организация пеших групп, первичная переработка целевого ресурса на удалении и вторичная переработка на поселении, и т.д. Такая модель использования каменного сырья и организации кремневого хозяйства является наиболее сложной в позднем палеолите Восточной Европы. В ней в рафинированном виде выражено системное, формообразующее значение для экономики сырьевого фактора.

Региональная модель расселения людей в финальном палеолите хорошо изучена на примере памятников в бассейне р. Евсуг на левом берегу Северского Донца (Горелик, 2001). Преобладание небольших по размеру сезонных стоянок и лагерей с маломощным культурным слоем отражает высокую степень мобильности коллективов первобытных охотников. Местный низкосортный галечный кремнь покрывал только часть потребности в каменном сырье, значительный объем качественного мелового кремня в виде заготовок поступал из удаленных мастерских.

При анализе сырьевого фактора в мезолитическое время обращает на себя внимание сырьевая избирательность населения различных культур. Основное количество памятников концентрируется в бассейне Северского Донца с богатыми залежами различного кремня. При этом для комплексов зимовниковской культуры характерен в основном черный кремнь, для комплексов донецкой культуры – преимущественно качественный светло-серый меловой кремнь. Видимо, практиковались сырьевые стратегии, связанные с прямыми пешими поставками, а также «ранцевые» стратегии.

В неолитическое время в регионе появляются первые признаки горных работ, направленных на извлечение кремня из меловой материнской породы. Основным способом

добычи сырья оставались простые сборы на размытой поверхности меловых склонов, преимущественно на гравитационных осыпях. Эксперименты по расщеплению кремней, отпрепарированных эрозией, показывают их удовлетворительные пластические свойства (Ю.Г. Коваль). Корпус неолитических мастерских по первичному расщеплению насчитывает несколько десятков памятников и их скоплений. В районе обнажений кремненосных пород формируются крупные мастерские площадного типа с огромным количеством отходов. Как правило, мастерские были недифференцированными; на них производились заготовки призматических нуклеусов и разнообразные изделия с двусторонней обработкой. Неолитические стоянки в районе меловых обнажений малочисленны и невыразительны.

Основное количество неолитических стоянок расположено к северу от меловых районов в пойме Северского Донца. Бесспорно, здесь находился основной район потребления продукции мастерских. В пойме Донца образовался своеобразный «культурный рефугиум», связанный с непрерывным существованием культурной традиции от позднего мезолита до раннего энеолита. Расстояние между стоянками на левом берегу и мастерскими на правом берегу реки колеблется от 10 до 100 км. Кремневые индустрии стоянок на левом берегу Донца не содержат признаков сырьевого дефицита при значительной глубине переработки каменного сырья. Это свидетельствует о хорошо налаженной системе снабжения им поселков, возможно, по устойчивым маршрутам. В целом, отчетливо заметна производственная специализация левобережных и правобережных территорий Северского Донца. На ряде поселений использовался также местный валунный кремнь (Ольховая V). Близость сырьевой базы органично дополнила чрезвычайно богатый природно-климатический потенциал левобережной поймы Донца; комплексное сочетание ресурсного потенциала стало основой формирования особого микрорайона неолитического мира.

К югу от географической границы Большого Донбасса в соседнем Северном Приазовье формируется иная модель использования кремневого сырья. Экстремальный вариант сырьевой стратегии отмечен в материалах неолитической стоянки Кальмиус в пределах городской черты г. Мариуполя. Для кремневой индустрии характерен микролитизм и предельно полное использование приносного кремня. В горизонте с неолитическими культурными остатками найдены только 7 необработанных отщепов размерами свыше 3 см, остальные были использованы для производства орудий (Колесник, Горбов, 2016). Предельно высокая степень переработки каменного сырья сочетается с признаками интенсивной переработки пищевых и минеральных ресурсов (кости животных мелко фрагментированы, среди фрагментов керамики доминируют мелкие обломки). Интенсивная переработка приносного кремня характерна и для неолитической стоянки Раздольное на р. Кальмиус.

В целом, для неолитической эпохи Большого Донбасса характерна вариантность сырьевых стратегий, гибкая система поставок сырья, преимущественно в виде заготовок. Крупные размеры ряда мастерских свидетельствуют о производстве заготовок нуклеусов, пластин и орудий в количестве, явно превосходящем внутренние потребности общин. Вероятно, часть избыточной продукции имела коммерческое значение. Предположительно, продукция донецких мастерских распространялась значительно дальше – на расстояние до 250 и более километров. В неолите Донбасс формируется как крупный европейский центр по добыче и переработке минеральных ресурсов.

Тренд аридизации климата после голоценового климатического оптимума способствовал широкому распространению пастушеской экономики. Возросшая мобильность и освоение степных просторов, знакомство с медью и новыми технологиями привели к существенному изменению структуры коммуникаций, системы поставок различного сырья и материалов, престижных ценностей. В энеолите кремнь сохраняет свое значение как основной материал для орудийной оснастки, но инфраструктура кремневого хозяйства Большого Донбасса развивается уже на иной основе.

Таким образом, сырьевой фактор оставался базовым элементом экономики Большого Донбасса на протяжении многих тысяч лет первобытной истории, но его значение

динамически менялось во времени. Адаптация к сырью выразилась в различных вариантах сырьевых стратегий. Особенности синхронных моделей землепользования в значительной степени детерминированы мозаичным характером распределения кремневого сырья в ландшафтной оболочке этого сектора Восточной Европы.

Список литературы:

Величко А.А. 1997. Глобальное инициальное расселение как часть проблемы коэволюции человека и окружающей среды // Человек заселяет планету Земля. Глобальное расселение гоминид. М.: Институт географии РАН, с. 255-275.

Горелик А.Ф. 2001. Памятники Роголико-Передельского района. Проблемы финального палеолита Юго-Восточной Украины. Киев-Луганск: 364 с.

Колесник А.В. 2016. Система расселения и сырьевые стратегии в среднем палеолите Донбасса // Stratumplus. №1, с.79-84.

Колесник А.В., Горбов В.Н. 2016. Неолитический слой поселения Кальмиус в Мариуполе. Каменные изделия // Вестник Волгоградского государственного университета, сер. «История», с.9-24.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СИСТЕМЫ АДАПТАЦИИ "ЧЕЛОВЕК – ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА"

Е.А. Кошелева

Российский государственный педагогический университет им. А.И.Герцена,
г. Санкт-Петербург, Россия, koshelevaelen@yandex.ru

THE USE OF COMPUTER TECHNOLOGIES IN THE MODELING OF THE ADAPTATION SYSTEM "MAN – ENVIRONMENT"

E. A. Kosheleva

A.I. Herzen Russian state pedagogical University. Saint-Petersburg, Russia

Аннотация

Географические информационные технологии в эволюционной географии занимают особое место, поскольку объединяют в одном комплексном исследовательском проекте разнообразную информацию. Географические информационные системы (ГИС) обеспечивают единое пространственное представление результатов мультидисциплинарного исследования, что значительно облегчает не только анализ полученных археологических материалов, но и реконструкцию условий природной среды.

В эволюционной географии в настоящее время можно выделить три основных направления:

1. Прогноз эволюции географической оболочки и геосистем Северного полушария в XXI веке.

2. Структура разномасштабных изменений ландшафтной оболочки и климата в четвертичном периоде.

3. Взаимодействие природной среды и человека на разных этапах антропогенеза.

Применение информационных технологий к третьему направлению позволяет объединить в одном комплексном исследовательском проекте разнообразные научные материалы: базы данных палеогеографической информации по отдельным ландшафтными компонентам – климату, растительности, особенностям осадконакопления в водоемах; данные археологических исследований стоянок древнего человека и отражение этой информации на тематических картах территории исследования. Географические информационные системы (ГИС) обеспечивают единое пространственное представление результатов этого мульти дисциплинарного исследования, их анализ.

Применение ретроспективного ландшафтного анализа на основании палеогеографических данных позволяет не только выявить в современной структуре ландшафта признаки иной фациальной принадлежности в прежние эпохи, но и смоделировать возможную принадлежность этой территории на определенном временном этапе. Реконструкция отдельных компонентов ландшафта, таких как климатические показатели, типы растительности и почвенного покрова, изменения функционирования болотных систем позволяет произвести реконструкцию ландшафта в целом, а значит, реконструировать условия существования древнего человека.

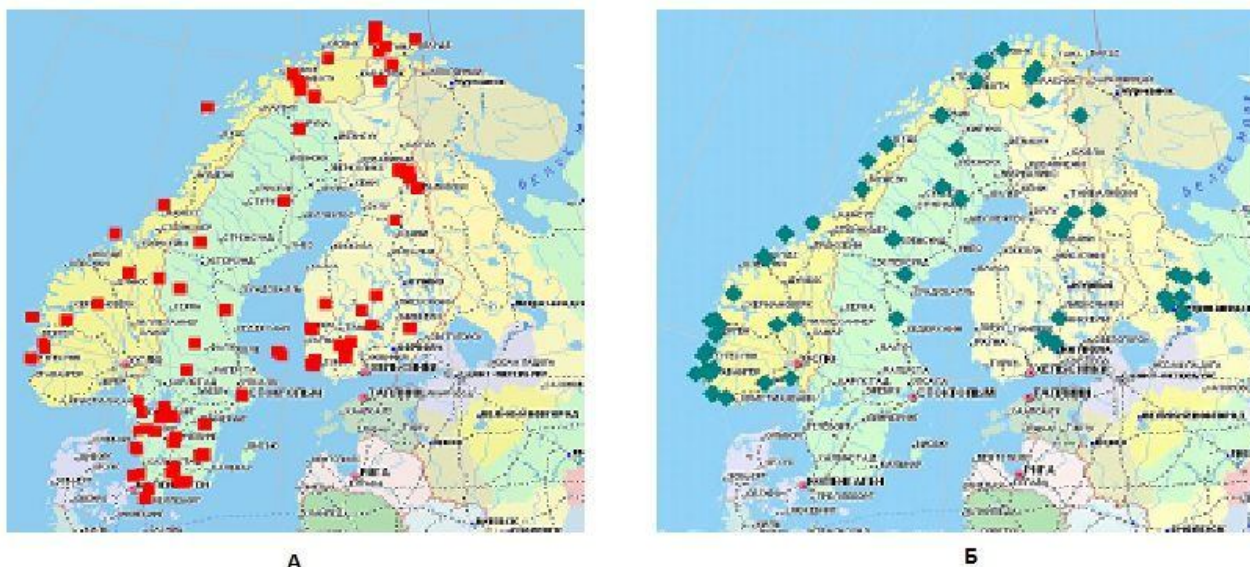


Рис. 1. Внешний слой ГИС «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA» (Кошелева и др., 2015). А – местоположение разрезов болотных отложений, Б – местоположение стоянок древнего человека эпохи мезолита.

В 2009 г. нами была начата разработка ГИС «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA» («Позднеледниковые – Голоцен Фенноскандии») (Кошелева, Кошелев, 2011) (рис.1). Для ее создания были использованы следующие методы и подходы:

- 1) в качестве основы ГИС выбраны современные стандартные ГИС-оболочки (ArcGis, MapInfo) с адаптацией их к рассматриваемой территории;
- 2) в качестве картографической основы ГИС выбран, оцифрован и адаптирован набор разномасштабных физико-географических карт рассматриваемой территории;
- 3) в качестве основы базы данных использованы имеющиеся данные по болотным и озерным отложениям, стоянкам древнего человека, как российских, так и зарубежных авторов. Они будут расширены и уточнены за счет новых и/или ранее недоступных литературных источников, а также во время полевых исследований;
- 4) в качестве дополнительных источников данных привлекаются неопубликованные научные отчеты;
- 5) база палеогеографических данных представляет собой Web-приложение, написанное на языке HTML/XML. Каждый объект содержит следующую информацию:
 - Название объекта (включая местное и/или альтернативное, международное название на английском языке).
 - Географические координаты объекта (широта и долгота).
 - Высота над уровнем моря (в метрах).
 - Морфометрические параметры объекта.
 - Возраст отложений, определенный одним из методов (например, методом радиоактивных изотопов, с указанием лабораторного номера анализа).
- 6) Характер отложений объекта исследований (торф, растительные макроостатки, гиттия и др.), таблицы аналитических данных;
- 7) стратиграфическая колонка разреза;

- 8) рисунки спорово-пыльцевых диаграмм и диаграмм диатомовых водорослей;
9) база литературных источников, созданная авторами. Тексты статей, опубликованных в российских и иностранных научных журналах, становятся доступны для пользователей, и с информацией об объекте можно ознакомиться из первоисточника.

Собранный фактический материал (Кошелева, и др., 2015) позволяет реконструировать условия природной среды и при необходимости экстраполировать эти данные на схожие местоположения.

Растительность весьма быстро реагирует на всякие изменения климатических условий, а, следовательно, изменяется и количество пыльцы, продуцируемой этой растительностью. Спорово-пыльцевой анализ, за счет хорошей сохранности спор и пыльцы растений, дает представление о целом растительном комплексе, господствовавшем в прошлом в данной местности.

Для любого рода или вида растений, входящего в изучаемое растительное сообщество, можно вычислить вероятность его существования для любой конкретной температуры и для любого количества осадков. При помощи различных математических методов можно рассчитать наиболее вероятную температуру января и июля, при которой будет благоприятно существовать все растительное сообщество.

Применение методов ГИС-моделирования позволяет создать климатическую карту территории исследования на конкретный временной срез. Например, инициальное заселение территории Фенноскандии приходится на ранний голоцен (Долуханов и др., 2014). Первым этапом заселения стал позднепребореальный период (PB₂: 9 300 – 10 000 ¹⁴С л.н.). Для этого временного промежутка была произведена реконструкция палеоклиматических показателей: температуры января и июля (рис.2), количество осадков (Кошелева, Одиноква, 2014).

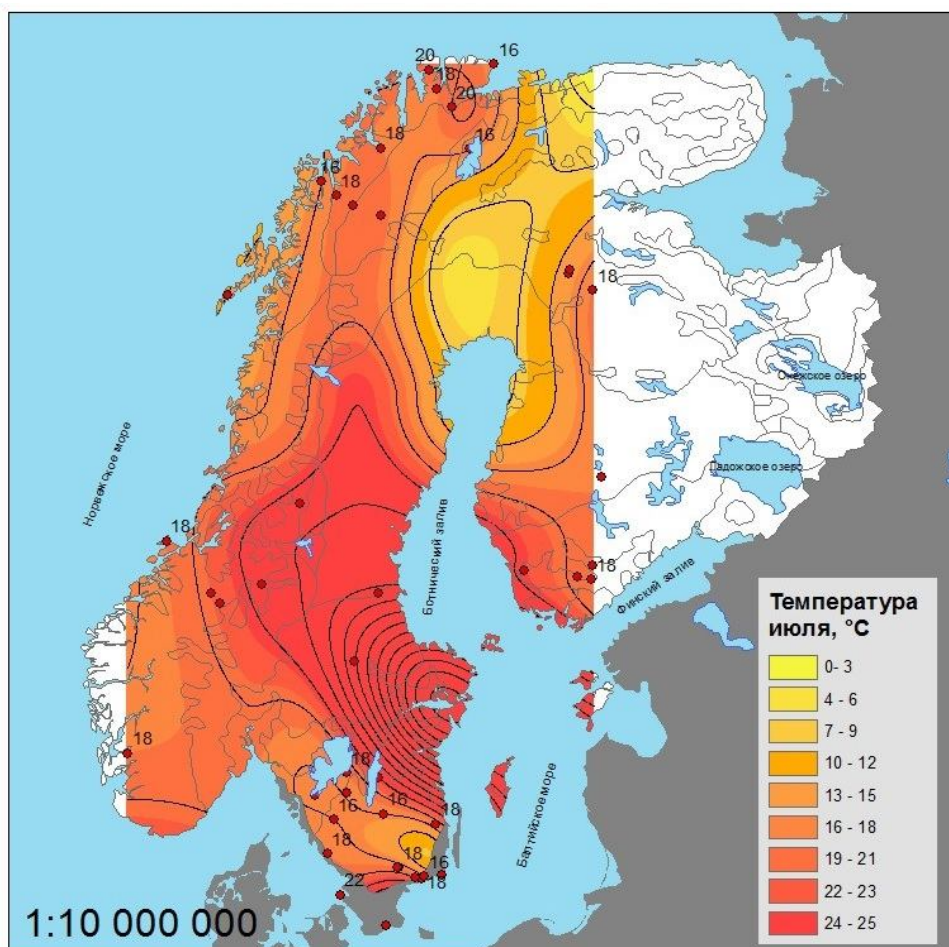


Рис. 2. Карта палеотемператур июля Фенноскандии в позднем пребореале (Кошелева, Одиноква 2014).]

Применение ГИС для моделирования природной обстановки, кроме возможностей быстрого анализа информации, несет и ряд трудностей. В первую очередь, это особенности визуализации данных в программном пакете ArcGis. Инструменты интерполяции в дополнительном модуле ArcGIS Spatial Analyst обычно делятся на *детерминированные* и *геостатистические* методы.

Детерминированные методы интерполяции присваивают значения местоположениям, основываясь на измеренных значениях, попадающих в окрестность интерполируемой точки, и на заданных математических формулах, которые определяют сглаженность результирующей поверхности. Детерминированные методы включают OBP (IDW) (обратно взвешенное расстояние), Естественная окрестность (Natural Neighbor), Тренд (Trend) и Сплайн (Spline).

Геостатистические методы основываются на статистических моделях, включающих анализ автокорреляции (статистических отношений между измеренными точками). В результате этого геостатистические методы не только имеют возможность создавать поверхность прогнозируемых значений, а также предоставляют некоторые измерения достоверности или точности прогнозируемых значений. Кригинг (Kriging) - это геостатистический метод интерполяции.

При этом в зависимости от того, какой из методов интерполяции был выбран пользователем – информация, представленная на карте, будет различной. Еще одна трудность состоит в проведении границ ландшафтов – чаще всего используются современные границы ландшафтов, без учета их возможного изменения в пространстве на протяжении всего времени исторического развития территории. Проведение границ на основе топологических особенностей рельефа также кажется нам достаточно спорным.

Список литературы:

Долуханов П.М., Кошелева Е.А., Лисицин С.Н., Субетто Д.А. 2014. Восточная Фенноскандия и прилегающие территории северо-запада Восточно-Европейской равнины // Первоначальное заселение Арктики человеком и условия меняющейся природной среды: Атлас-монография. М.: ГЕОС, с. 53-72.

Кошелева Е.А., Кошелев С.А. 2011. Географическая информационная система «LGT – HOLOCENE FENNOSCANDIA» // Современные проблемы и пути их решения в науке, транспорте, производстве и образовании 2011: Сб. научн. трудов SWorld // Материалы международной научно-практической конференции. Вып. 4. Т. 4, Одесса: Черноморье, с. 32-35.

Кошелева Е.А., Одиноква Е.В. 2014. Моделирование структуры, функционирования и эволюции ландшафта // Природное культурное наследие: междисциплинарные исследования сохранение и развитие. Коллективная монография. СПб.: изд-во РГПУ им. А.И.Герцена, с. 119-123.

Кошелева Е.А., Кошелев С.А., Субетто Д.А. База палеогеографических данных «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA». Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620220, 06.02.2015 г.

ПРОБЛЕМА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИРОДЫ И ЧЕЛОВЕЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА В ТРУДАХ ПРОФЕССОРА А.А. ВЕЛИЧКО

Е.И. Куренкова

Институт географии РАН, Москва, Россия paleolith@yandex.ru

THE INTERACTION BETWEEN THE ENVIRONMENT AND HUMAN SOCIETY IN THE WORKS OF PROFESSOR A.A. VELICHKO

E.I. Kurenkova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Андрей Алексеевич Величко – один из самых известных в мире палеогеографов, предложивший термин «эволюционная география», автор классических трудов в области изучения закономерностей развития ландшафтов и климата за последние 2 миллиона лет, чьи труды стали классическими. Он был одним из тех, кто заложил фундамент комплексного изучения памятников обитания первобытного человека и дал им оценку как важному источнику палеогеографической информации.

Развитие человеческого общества в контексте с историей развития природы – одна из тех проблем, которые занимали умы ученых на протяжении практически всей истории науки. Этот захватывающий сюжет рассматривали представители самых различных специальностей – философы, археологи, геологи, географы, антропологи, генетики, социологи. Практически нет такой отрасли науки, в поле зрения которой в той или иной форме не попадала бы указанная проблема. На эту тему написана масса трудов, среди которых есть книги, ставшие классическими, и без знакомства с которыми уже нельзя подойти к решению важнейших вопросов истории взаимодействия человеческого общества и природы. В таком сложном историко-географическом «ландшафте» трудно найти собственную, отличную от предшественников, тропинку и сказать что-то такое, что до тебя никто не говорил. Андрею Алексеевичу это удалось. В своей многогранной деятельности он отводил этим вопросам особое место. Это, если можно так выразиться, была его «первая любовь» в палеогеографии.

Для того чтобы оценить значение трудов профессора Величко, надо обратиться к основным вопросам взаимодействия человека и природы, которые он решал в своих работах. Именно он в 50-е годы прошлого века в своих ранних работах подверг сомнению господствовавшую тогда идею о более раннем возрасте верхнего палеолита в Восточной Европе. Это мнение высказывал замечательный советский геолог, который особое внимание в своих исследованиях уделял геологии палеолита – Валериан Иннокентьевич Громов (Громов, 1948). Согласно его точке зрения, верхний палеолит охватывал время днепровского оледенения, днепровско-валдайского межледниковья и валдайского оледенения. В одной из своих самых ранних работ тогдашний аспирант Величко высказал предположение что верхний палеолит Восточной Европы соответствует времени только валдайского оледенения (Величко, 1957). Более того, в этой же работе автор указывает на «...несоответствие между геологической датировкой памятников и датировкой только по кремневому инвентарю согласно стадияльной схеме Мортилье» (там же, с.164). Сегодня все это представляется очевидностью, но в 1957 г. звучало почти революционно. Заключение были сделаны на основании детального изучения палеолитических стоянок центральных районов Восточно-Европейской равнины, которые оставались предметом интересов А.А.Величко в течение всей научной деятельности. В 1961 г. он издал свою первую монографию «Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины», которая по праву стала настольной книгой для нескольких поколений советских археологов-каменщиков и палеогеографов, занимающихся геологией палеолита. Уже в самых ранних публикациях Андрей Алексеевич уделял большое внимание анализу характера нарушений культурных слоев палеолитических памятников, справедливо указывая на ту огромную роль, которую в их формировании играли криогенные процессы. Подробнейшим образом деятельность мерзлоты на палеолитических стоянках бассейна Десны была рассмотрена в коллективных

монографиях «Среда обитания первобытного человека Тимоновских стоянок» (Величко и др., 1977) и «Первобытный человек в экстремальных условиях среды. Стоянка Елисеевичи» (Величко и др., 1997). Детальный анализ явления так называемых «timoновских жилищ», которые описывались замечательным советским археологом В.А. Городцовым, привел Величко к выводу о том, что тимоновские землянки представляют собой не что иное как следы многолетней мерзлоты. Подробные зарисовки положения культурного слоя и связь его нарушений мерзлотными процессами в Елисеевичах с общим ходом климатических изменений убедительно показали тесную зависимость возможности проживания людей палеолита в том или ином локалитете от масштабов криогенных нарушений и отражение мерзлотного воздействия на динамику древнего населения в бассейне р. Десны.

А.А.Величко проводились детальные работы на таких известных восточноевропейских памятниках, как Хотылево, Юдиново, Елисеевичи, Тимоновка, Авдеево, Пушкари, Межирич, Сунгирь, Костенки и других. Результаты комплексного изучения Тимоновки и Елисеевичей нашли отражение в двух указанных выше коллективных монографиях, по материалам изучения остальных были изданы многочисленные статьи (Величко и др., 1996; Величко и др., 1999 и др.). Работы в Костенках Андрей Алексеевич продолжал и в 2000-х гг. Большое обобщение по памятникам этой группы было им с соавторами представлено в докладе на XII Международном симпозиуме по палеопочвоведению. «Палеопочвы, педоседименты и рельеф как архивы природной среды», который проходил в 2013 году на территории Курской и Воронежской областей. Взаимодействуя со специалистами различных научных направлений, он опирался на результаты комплексных исследований и убедительно применял палеогеографические методы при обобщении материалов.

Одним из первых А.А. Величко как географ сделал попытку определить роль природных изменений в глобальном процессе антропогенеза. В статье 1971 г. в журнале «Вопросы антропологии» он предложил общую схему сопоставления основных этапов развития природы и человека за последние 2 миллиона лет и четко сформулировал мысль о том, что природные изменения могут стимулировать способность человека к преодолению серьезных препятствий для выживания в сложных ландшафтно-климатических условиях и о фильтрующей роли природных условий в процессе становления человеческого общества. В более поздней статье с выразительным названием «Природа у колыбели человечества» (Природа, 1985) автор указывал на то, что сами по себе резкие сдвиги в состоянии природной обстановки не могут быть ведущими в механизме антропогенеза. Для этого «... необходимо, чтобы в данный момент общей эволюции в природной среде находились организмы, как бы уже подготовленные к определенной реакции на сдвиг в состоянии среды» (стр. 45). Одной из самых известных работ, посвященных этим проблемам, стала статья, опубликованная в «Известиях РАН. Серия географическая» в 1993 г. (Величко, 1993). В ней автор обобщает самый широкий круг проблем человечества и даже касается вопросов, связанных со стратегиями ближайшего и отдаленного будущего, причем особое внимание уделяется арктическим районам. Дальнейшее развитие размышлений А.А. Величко относительно выработки человеком стратегии будущего нашло свое место в специальной статье (Величко, 1995), где автор акцентирует внимание на том, что дальнейшее развитие антропосферы отражает новый этап в эволюции биосферы и что она имеет собственные механизмы развития, «...которые в определенной степени уже не подчиняются законам естественной эволюции биосферы, а наоборот, сама антропосфера оказывает влияние на эту эволюцию» (Там же, с. 24). Отсюда следует его вывод о том, что появление нового типа хозяйства (включая хозяйственную деятельность сегодняшнего дня) связано как с информационными возможностями человечества, так и с активной мобилизацией интеллекта на освоение и быстрое внедрение инноваций, не всегда тесно связанных с достижениями предшествующего уровня развития. Таким образом, можно отметить, что в своих исследованиях А.А.Величко выходит уже на уровень философских обобщений на основе всех известных к тому времени данных о развитии человеческого общества и природной среды.

Следует заметить, что Андрея Алексеевича чрезвычайно интересовали все новые направления в изучении человеческого общества. Так, в работе организованной под руководством А.А.Величко и О. Соффер (США) международной конференции 1993 г. «Первичное расселение человечества.(Human colonization and the Paleolithic archaeological record)», кроме представителей традиционных специальностей, изучающих доисторическое общество – археологов, плеогеографов, антропологов, геологов – приняли участие генетики, работа которых в такого рода исследованиях в настоящее время считается совершенно необходимой. По итогам этой конференции был издан сборник статей, где Андрей Алексеевич также дает широкий обзор данных по расселению первобытного человечества в различных регионах. В этой работе он предложил общую схему расселения на разных стадиях антропогенеза, а также схему-модель первоначального заселения Западноевропейского, Восточноевропейского и Сибирского секторов (Величко, 1997).

Профессор Величко отдавал много сил международному сотрудничеству. Среди организованных им международных работ особое место занимают многолетние советско-французские исследования «Динамика взаимодействия между естественной средой и человеческими обществами», которые проводились в конце 70-х – начале 80-х гг. прошлого века по инициативе и под руководством проф. А.А.Величко с советской стороны и проф. А. де Люмлея с французской. Это было время, когда мало кто верил в возможность организации комплексного совместного изучения самых знаменитых стоянок первобытного человека на территориях обеих стран с посещением их специалистами Франции и СССР. Тем не менее, сотрудничество продолжалось пять лет. К каждому из полевых семинаров были подготовлены и изданы путеводители по маршруту следования участников (Археология и палеогеография...1978, 1981, 1984). В каждом из путеводителей публиковались результаты изучения палеолитических памятников, которые планировались к посещению. Успешному сотрудничеству между французскими и советскими специалистами, проведению полевых семинаров, безусловно, способствовали не только высокий профессионализм профессора Величко, но и его личное обаяние и блестящее владение французским языком. В те годы такое сочетание качеств организатора исследований, безусловно, содействовало укреплению позиций отечественной науки на мировом уровне. Участники совместных исследований из обеих стран посетили самые известные стоянки на юге Франции и в Центральном Французском массиве, познакомились с крупными научными центрами в Париже, Ницце, Марселе. Советские ученые подготовили к показу памятники на территориях России, Грузии и Украины. Участникам семинара были продемонстрированы такие известные памятники как Ахштырская пещера, Апианча, Цуцхваты, Кударо, Цона, Сакажиа на Кавказе, Заскальные в Крыму; верхнепалеолитические стоянки Европейской части СССР Хотылево 2, Авдеево, Юдиново, Костенки, Добраничевка, Межирич и др.

2006/2007 гг. были объявлены Международным Полярным Годом. В рамках этой программы А.А.Величко выступил инициатором изучения инициального заселения человеком высоких широт. Под его руководством был создан проект «Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды» («Initial Human Colonization of Arctic in Changing Paleoenvironments»), который получил международный статус и стал известен как проект № 276. В качестве головной организации выступил Институт географии РАН, соисполнителя – Институт истории материальной культуры РАН. Основной целью стало создание целостной картины истории проникновения людей на Север, основных стимулов и мотивации для продвижения к полюсу, выявление возможностей палеолитического общества осваивать приполярные пространства. Именно такой глобальный подход позволил (с учетом уровня существующих данных) приблизиться к пониманию закономерностей целостной картины расселения человеческих сообществ во времени и пространстве в различных областях северной ойкумены Земли в условиях и под влиянием общих и региональных изменений ландшафтно-климатических обстановок ледникового, межледникового и интерстадиального рангов. В качестве подготовительного этапа в 2007 г. в Москве с успехом прошла представительная Международная конференция

«Путь на Север: самые ранние обитатели Арктики и Субарктики», по результатам которой под редакцией А.А.Величко и С.А. Васильева в 2008 г. вышел в свет сборник с таким же названием. В коллективной статье данного сборника внимание авторов концентрировалось на адаптационных возможностях и видах адаптации человека на различных этапах его расселения по территории Восточной Европы (Величко и др., 2008). Работа международного коллектива ученых велась в течение нескольких лет, и в самом конце 2014 года завершилась изданием Атласа-монографии «Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды». В написании текстов данной книги приняли участие ученые из России, США, Канады, Великобритании, Норвегии, Дании – практически из всех стран, территории которых примыкают к арктическим пространствам. В указанном научном труде общая картина динамики природных изменений построена на основе палеореконструкций, отражающих также процессы смены форм существования человеческого общества (от кочевого к оседлому образу жизни); кроме того, прослеживаются тренды изменений глобального климата, которые проявляются в локальных природных ситуациях. На сегодняшний день это самая полная сводка данных о первых проникновениях людей в высокие широты и способах освоения ими этого сурового пространства. Андрей Алексеевич, безусловно, был душой данного издания: он был инициатором трех рабочих совещаний, предшествовавших появлению Атласа-монографии, организатором международной конференции 2007 г., сделал несколько докладов на научных конференциях, посвященных проблемам Арктики.

Книга увидела свет в самом начале 2015 г., а в конце того же года Андрея Алексеевича не стало ... Не стало ученого, который наряду с многими проблемами эволюционной географии никогда не забывал об истории человечества, развивавшейся в условиях постоянно меняющейся природной среды. Идеи, высказанные им в научных трудах и докладах на международных и отечественных симпозиумах, всегда отличались оригинальностью и глубиной. Безусловно, у него были оппоненты, были и есть специалисты, по-другому видящие подходы к решению многих вопросов коэволюции природной среды и человеческого общества. Однако никто не может не отдавать должного высокой эрудиции А.А. Величко, необычности многих его суждений и часто неожиданным поворотам на путях решения сложнейших вопросов. Абсолютная преданность науке, честное ей служение, талант сделали труды А.А. Величко в эволюционной географии вообще и, в частности, в вопросах взаимодействия человека и природы абсолютно необходимыми для исследований в указанных областях знания.

Список литературы:

Археология и палеогеография палеолита Крыма и Кавказа. Путеводитель. М., изд-во «Наука», – 1978 – 102 с.

Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины. Путеводитель. М., изд-во «Наука», – 1981 – 147 с.

Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины. Путеводитель. М., изд-во «Наука», – 1984 – 137 с.

Величко А.А. О геологическом возрасте верхнепалеолитических стоянок бассейна Средней Десны и их стратиграфическом значении.//Доклады АН СССР, т. 113, №1, 1957, с. 161-164.

Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М., изд-во АН СССР, 1961, 296 с.

Величко А.А. Связь природных изменений в плейстоцене с развитием первобытного человека.//Вопросы антропологии № 37, 1971, с. 1-17.

Величко А.А. Природа у колыбели человечества.//Природа, №5, 1985, с. 35-45.

Величко А.А. Коэволюция человека и окружающей среды.//Известия РАН. Сер. географическая, № 5, 1993, с. 18-31.

Величко А.А. В поисках стратегии будущего.//Известия РАН. Сер. географическая, 3, 1995, с. 11-24.

Величко А.А. Глобальное инициальное расселение как часть проблемы коэволюции человека и окружающей среды.//Человек заселяет планету Земля. Глобальное расселение гоминид (отв. ред. А.А.Величко, О.А. Соффер). Институт географии РАН, М., 1997, с. 255-275.

Величко А.А., Грехова Л.В., Губонина З.П. Среда обитания первобытного человека Тимоновских стоянок. М., изд-во «Наука», 1977.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Природные условия первичного расселения первобытного человека в перигляциальной зоне Восточной Европы.//Развитие области многолетней мерзлоты и перигляциальной зоны Северной Евразии и условия расселения древнего человека (ред. Ю.Н.Грибченко, В.И. Николаев). Институт географии РАН, М., 1996. С. 23-85.

Величко А.А., Грехова Л.В., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Первобытный человек в экстремальных условиях среды. Стоянка Елисеевичи. М., Ин-т географии РАН, 1997. 191 с.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И., Новенко Е.Ю. Геохронология палеолита Восточно-Европейской равнины.//Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене. (ред. Ю.Н. Грибченко, В.И. Николаев), Институт географии РАН М., 1999, с. 19-50.

Величко А.А., Долуханов П.М., Куренкова Е.И. Система адаптации: человека - социально-хозяйственная структура – окружающая среда в позднем палеолите, мезолите и неолите Восточной Европы.//Путь на Север: самые ранние обитатели Арктики и Субарктики, Институт географии, М., 2008, с. 14-32.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).//Труды Ин-та геол. Наук», вып. 64, геол. Серия № 17, М-Л., изд-во АН СССР, 1948, 373 с.

ЭПОХА ГРАВЕТТА В КОСТЕНКАХ: КУЛЬТУРНАЯ ИСТОРИЯ И ПАЛЕОЛАНДШАФТ

С.Н. Лисицын

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, serglis@rambler.ru

GRAVETTE IN KOSTENKI: CULTURAL HISTORY AND PALEOLANDSCAPES

S.N. Lisitsyn

Institute for the History of Material Culture RAS, St-Petersburg, Russia

Памятники эпохи граветта 28-20 тыс.л.н. выделяются своими характеристиками на фоне большинства верхнепалеолитических стоянок Костенковско-Борщевского района на Дону (далее КБР). Памятники объединяются в граветтийский технокомплекс на основании общих черт в каменной и костяной индустрии. В КБР к граветту, по мнению большинства исследователей, относятся следующие комплексы: Костенки 1/I, Костенки 4, Костенки 8/II, Костенки 9, Костенки 11/II, Костенки 13, Костенки 14/I, Костенки 18, Костенки 21/III и Борщево 5/I. Кремневый инвентарь граветта характеризуется регулярным первичным расщеплением и преимущественным изготовлением орудий на пластинчатых заготовках. Типологически граветтийский орудийный набор диагностируется категорией орудий с притупленным краем: острия, наконечники, вкладыши. Ведущую роль в изготовлении костяных изделий, как правило, играет бивень мамонта. Мамонт также является и фоновым (а часто основным) промысловым видом среди фаунистических остатков на поселениях граветтийской эпохи.

Классификация и периодизация граветтийских памятников является предметом обсуждения (Аникович, 1998; Амирханов, 1998; Григорьев, 1998; Бессуднов, 2005; Сеницын, 2013; Лисицын, 2014). Наиболее логичную схему упорядочивания граветтийских комплексов Русской равнины по степени типологической близости предложил Х.А.Амирханов (1998). На дендрограмме, построенной им на основании характеристик ведущих типов орудий, памятники были фактически сгруппированы попарно. Были выделены: костенковско-авдеевская (Костенки 1/I–Авдеево), костенковско-борщевская (Костенки 21/III–Борщево 1), костенковско-александровская группы (Костенки 4/I–Костенки 8/I), а также группа

хотылевско-гагаринская (Хотылево 2–Гагарино) – единственная, памятники которой расположены за пределами КБР. Однако среди всех упомянутых лишь собственно костенковско-авдеевские памятники могут рассматриваться как однокультурные. Остальные парные комплексы в этой схеме не обладают типологической монолитностью и группируются по сочетанию одного-двух относительно схожих форм наконечников. Значительная вариабельность инвентаря памятников, даже на уровне ведущих форм орудий, не позволяет построить общую культурно-эволюционную периодизацию (модель развития) граветтской общности, от чего в свое время отказался занимавшийся данной проблемой Г.П.Григорьев (Григорьев, 1998).

М.В.Аникович в рамках граветтского технокомплекса обосновал выделение в КБР дополнительно еще одной группы – анововско-гмелинской археологической культуры (Костенки 11/II, Костенки 21/III, Костенки 5/III). Кроме того, к граветтоидным памятникам с выраженными ориньякскими чертами им были отнесены Костенки 4/I, Костенки 9 и Борщево 5/I (Аникович и др., 2008). Последнюю группу памятников, согласно мнению автора, а также М.Н.Желтовой, следует объединить в александровскую группу граветта, эпонимную Костенкам 4 (Александровская стоянка) – по наличию общих форм орудий и шлифованных изделий, имеющих аналогии и в I-ом, и во II-ом культурных слоях данного памятника (Lisitsyn, 2015; Zheltova, 2015). Относительно ранние ^{14}C датировки 24-25 тыс.л.н., полученные недавно для Костенок 4 и Борщево 5, также свидетельствуют в пользу их однокультурности (Reynolds et al., 2015). Суммируя представления о граветте КБР с учетом полученных в последние годы датировок, можно представить культурную и хронологическую последовательности групп граветтского населения следующей схемой:

Табл. 1. Культурно-хронологическая последовательность граветта в КБР

<i>Памятники</i>	<i>Культурная атрибуция (группы населения)</i>	<i>Датировка ^{14}C (BP uncal.)</i>
Костенки 8/II	тельманская	27/25 тыс. л.н.
Костенки 4/I-II, Костенки 9, Борщево 5/I	александровская	25/22 тыс. л.н.
Костенки 1/I, Костенки 13, Костенки 14/I, Костенки 18	костенковско-авдеевская	22/21 тыс. л.н.
Костенки 11/II, Костенки 21/III	анововско-гмелинская	22/21 тыс. л.н.

Археологическая периодизация традиционно опирается на абсолютную хронологию и стратиграфическую корреляцию разрезов. Имеющиеся ^{14}C датировки, за исключением единичных некондиционных, определяют существование граветта в КБР в рамках от 27700±750 (Костенки 8/II) до 21260±340 лет (Костенки 21/III). В соответствии с общеевропейскими представлениями о периодизации верхнего палеолита, граветт КБР может быть разделен на ранний граветт 27-25 тыс.л.н. (представлен в КБР единственным памятником Костенки 8/II), средний 25-22 тыс.л.н. (александровская группа) и поздний граветт 22-21 тыс.л.н. (костенковско-авдеевская и анововско-гмелинская группы).

Стратиграфическое положение культурных слоев граветтских памятников КБР имеет одну общую черту – они все связаны с залеганием в так называемой покровной толще лессовидного суглинка, которая завершает локальную колонку плейстоценового осадконакопления. Единственным исключением, возможно, является «ранний граветт» II культурного слоя стоянки Костенки 8, вмещенный в горизонт редуцированной костенковской верхней гумусовой толщи, которая непосредственно перекрывается лессовидным суглинком. Верхняя гумусовая толща, зафиксированная на ряде многослойных памятников, обычно коррелируется с брянской палеопочвой и в КБР относится к изохрону 32-28 тыс. л.н. Однако по результатам последних исследований на Костенках 8, в связи получением новых омоложенных датировок 23,3 и 25,6 тыс. л.н. по II культурному слою памятника, высказываются осторожные сомнения в столь ранней литологической атрибуции

культуровмещающего сажисто-черного горизонта (Дудин и др., 2016). Заполнение II культурного слоя, состоящее из углистых и прокаленных линз визуально сливается с гумусом до степени неразличения. С нашей точки зрения, «гумусированность» может быть объяснена наличием на поселении серии кострищ с древесным углем и золой. На всех остальных граветтийских памятниках в кострищах неизменно преобладает костной уголь, практически не окрашивающий вмещающие суглинки. Так или иначе, можно утверждать, что большинство граветтийских поселений в КБР существовали в период холодного цикла лессового осадконакопления, соответствующего заключительной фазе среднего валдая.

Дополнительными стратиграфическими маркерами для лессовидной толщи могут выступать погребенные почвы. Эпизоды палеопочвообразования, с которыми связаны граветтийские культурные слои, зафиксированы на нескольких памятниках. В частности, в лессовой пачке Костенок 14 выделяется до 4 эфемерных погребенных почв, из которых как минимум, две нижних связаны с граветтийскими находками (Седов и др., 2010). На Борщеве 5 отмечено два уровня почвообразования, оба вмещающие граветтийские артефакты. По меньшей мере, одна четко выраженная палеопочва – гмелинская – выделяется на уровне залегания слоев граветта на Костенках 1, Костенках 21 и, возможно, на Костенках 11 (Палеолит Костенковско-Борщевского района..., 1982; Попов, Пустовалов 2006; Hoffecker et al., 2016). Следовательно, по крайней мере, на ряде памятников эпохи граветта, периоды обитания были связаны с эпизодами стабилизации дневной поверхности, благоприятными с точки зрения почвообразования. Следует отметить, что палеопочвы зафиксированы исключительно на тех памятниках, на которых не прослежено следов позднейших нарушений культурного слоя.

В контексте разработки вопросов периодизации важной представляется геоморфологическая привязка стоянок. Согласно классической схеме (Палеолит Костенковско-Борщевского района..., 1982), верхнепалеолитические памятники КБР приурочены к I, II и III террасам Дона, причем граветтийские культурные слои зафиксированы на всех трех террасах.

Табл. 2. Геоморфологическая привязка памятников граветта в КБР

<i>Памятник</i>	<i>Высота над ур.м (м)</i>	<i>Высота над р.Дон (м)</i>	<i>Терраса</i>	<i>Привязка к рельефу</i>	<i>Наличие жилищ</i>
Костенки 14	124	41	II	Мыс на правом борту балки	-
Борщеве 5	122	39	II	Мыс на правом борту балки	+
Костенки 18	118	35	III	Левый приустьевой мыс балки	+?
Костенки 13	116	33	III	Левый борт балки	+?
Костенки 1	110	27	II	Левый борт балки	+
Костенки 11	108	25	II	Мыс на правом борту балки	+?
Костенки 8	100	17	II	Левый борт балки	+
Костенки 9	100	17	II	Мыс на левом борту балки	+?
Костенки 4	94	11	I	Левый приустьевой мыс балки	+
Костенки 21	92	9	I	Берег Дона	+

С точки зрения современной теории развития речных долин, памятники должны относительно последовательно располагаться в хронологическом порядке от ранней террасы к поздней. Однако для культурных слоев эпохи граветта, залегающих в лессовидной пачке, данная схема, судя по всему, не является абсолютной. Так, наиболее ранний памятник Костенки 8/II располагается на II террасе совместно с памятниками средней и поздней ступеней периодизации, в то же время на I террасе расположены позднеграветтийский комплекс Костенки 21 и среднеграветтийский Костенки 4. На останце древнейшей III террасы локализуются два памятника поздней костенковско-авдеевской группы (Костенки 13 и Костенки 18).

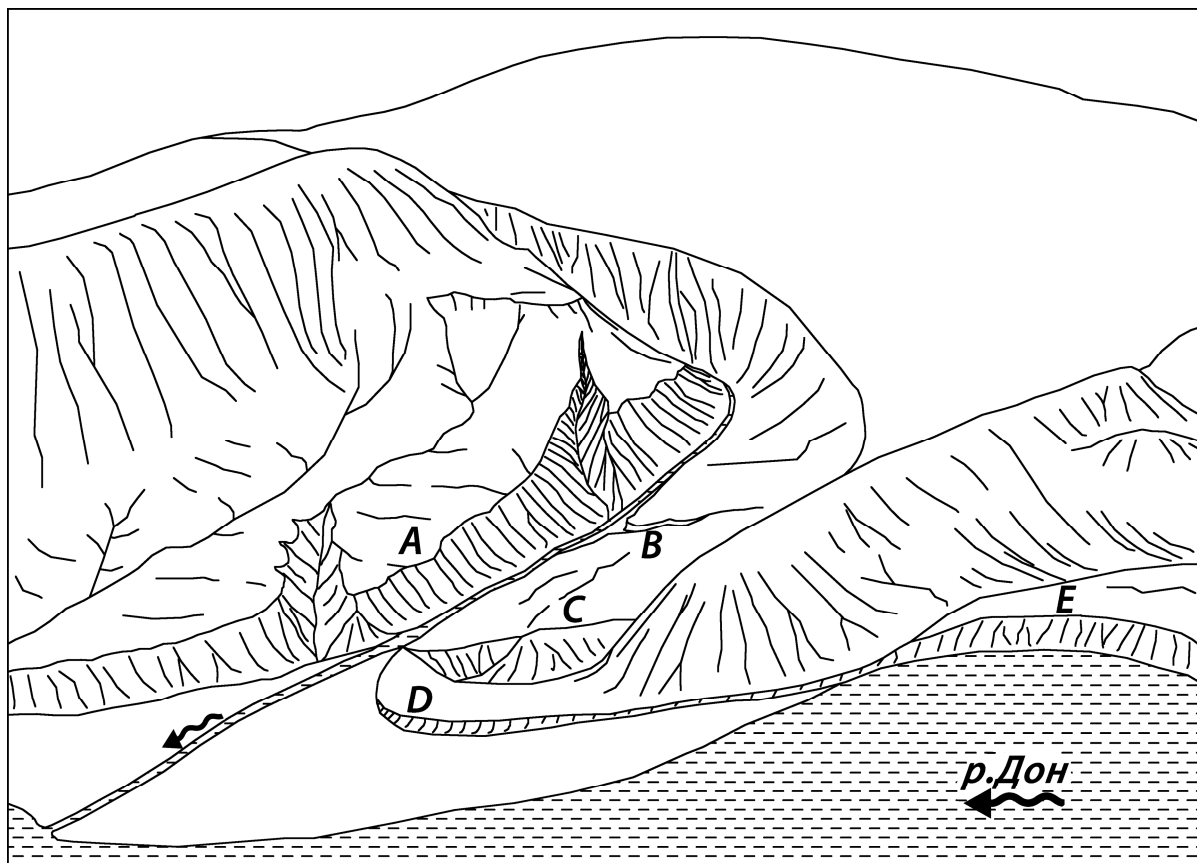


Рис. 1. Локальные элементы рельефа поселений граветта в Костенковско-Борщевском районе на Дону. А – высокий мыс во внутренней части балки; В – слабо выраженный в рельефе участок борта балки; С – высокий приустьевой мыс балки; D – слабо выраженный в рельефе приустьевой мыс балки, при ее впадении в долину Дона; Е – открытый берег Дона.

Раскопки граветтийских памятников в КБР показали, что почти все они оказались стоянками-поселениями, на которых были зафиксированы остатки жилых сооружений и/или углубленных объектов («хозяйственных ям», «землянок»). Поэтому нельзя утверждать, что выбор разновысотных участков для палеолитических охотников был связан с вариабельностью функционального назначения стоянок (охотничьи лагеря, килл-сайты, стоянки-мастерские). С этой точки зрения, более важным, чем геоморфологический фактор, является фактор привязки мест поселений к элементам локального рельефа. Можно выделить несколько вариантов размещения граветтийских стоянок в пределах КБР (рис. 1). А – размещение внутри балки на высоком мысу при впадении лога-отвершка (Костенки 9, Костенки 11. Костенки 14 и Борщево 5); В – размещение внутри балки на слабо выраженном в рельефе пологом участке борта (Костенки 1, Костенки 8 и Костенки 13); С – размещение на высоком приустьевом мысу балки (Костенки 18); D – размещение на слабо выраженном в рельефе пологом приустьевой мысе балки, при ее впадении в долину р. Дон (Костенки 4); Е – размещение непосредственно на открытом берегу долины р. Дон (Костенки 21).

При распределении памятников по элементам рельефа вне контекста их геоморфологической, хронологической и культурной группировки, высотная позиция поселений обретает относительную упорядоченность. Наиболее высоко расположенные памятники (А, В и С) оказываются приуроченными к внутренней части крупных балок и связаны с локальными формами рельефа их бортов. Низко расположенные стоянки Костенки 4 и Костенки 21 (соответственно D и Е) фактически имеют привязку непосредственно к долине Дона. Наличие относительно синхронных и даже однокультурных памятников, приуроченных к гипсометрически разным элементам рельефа, нуждается в логичном объяснении. С этой точки зрения необходимо пристальнее рассмотреть местоположение КБР в природном окружении бассейна Дона.

Табл. 3. Привязка памятников граветта КБР к локальным элементам рельефа

	<i>Элемент рельефа</i>	<i>Терраса</i>	<i>Высота над ур.м (м)</i>	<i>Высота над р.Дон (м)</i>	<i>Памятники</i>
А	высокий мыс во внутренней части балки при впадении лога-отвершка	II	100-124	17-41	Костенки 9, Костенки 11, Костенки 14, Борщево 5
В	внутренняя часть балки на слабо выраженном в рельефе пологом участке борта	II, III	100-116	17-33	Костенки 1, Костенки 8, Костенки 13
С	высокий приустьевой мыс балки,	III	118	35	Костенки 18
Д	слабо выраженный в рельефе приустьевой мыс балки, при ее впадении в долину Дона	I	94	11	Костенки 4
Е	открытый берег Дона	I	92	9	Костенки 21

Несмотря на то, что изрезанный балками высокий правый берег реки, окаймляющий край мелового плато, мало чем отличается от участков речной долины выше и ниже по течению, положение КБР является уникальным. Противоположный левый берег Дона на данном участке сложен обширной свитой флювиогляциальных песков днепровского времени, которые протянулись сплошной полосой с севера от границы Липецкой и Воронежской областей на юг – приблизительно до пос. Лиски. В средней части данного массива, в районе расположения КБР, песчаная свита имеет максимальную мощность. В то же время, именно здесь долина Дона имеет сильное сужение, образующее «бутылочное горлышко», постепенно расширяющееся выше по течению р. Дон – к впадению в него р. Воронеж и затем ниже по течению – в районе с. Борщево – г. Нововоронеж. Костенковский участок долины обладает развитой системой старичных палеорусел, образующих цепочки пойменных озер, которые свидетельствуют о прежней активности речного стока. Учитывая тот факт, что позднеплейстоценовый сток превышал современный в долине Дона как минимум в 3-4 раза (Сидорчук и др., 2008), левобережные песчаные отложения подвергались мощному размыву (следы которого сохранились в виде многочисленных песчаных гряд в высокой пойме). Наиболее узкий участок долины должен был с паводковой периодичностью регулярно перекрываться наносами. Скорее всего, на участке КБР возникал подпорный водоем. Современные весенние паводки на Дону в КБР достигают отметок до +7 м над урезом воды. При этом заливается вся обширная пойма реки и часть первой надпойменной террасы в районе с. Борщево. Разлив Дона в палеолите, следовательно, способен был проникать довольно высоко в устья балок и покрывать их борта примерно до тех отметок, на которых расположены стоянки КБР, приуроченные к III и II террасе. Массовое поступление лессового материала, образующего покровную толщу, и само его накопление в балках, видимо, можно связать с аллювиальной, а также и с активной ветровой деятельностью. Не исключено, что горизонты почвообразования, зафиксированные на граветтских памятниках, были связаны с формированием локальных аккумулятивных форм микрорельефа внутри балок, которые соответствуют берегам периодически возникавшего палеоозера. В маловодные (зимние?) и беспаводковые периоды подобные же образования должны были сформироваться на низких береговых уровнях уже непосредственно в Донской долине, подтверждением чему может служить позиция стоянок Костенки 4 и Костенки 21, расположенных на I террасе. По-видимому, фактор изменчивости речного стока оказывал влияние на высокую продуктивность местной экосистемы в палеолите, чем, в свою очередь, может объясняться феномен локальной концентрации стоянок первобытного человека в пределах КБР. Но если для культурных слоев раннего верхнего палеолита, залегающих в гумусовых толщах и часто имеющих признаки переотложения, подобная реконструкция пока

выглядит преждевременной, то для поселений эпохи граветта КБР она наиболее предпочтительна.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОИФН РАН «Евразийское наследие: новые смыслы», проект «Археологические культуры Евразии в контексте системного анализа: новые перспективы осмысления истории по археологическим данным».

Список литературы:

Амирханов Х.А. Восточный граветт или граветтоидные индустрии Центральной и Восточной Европы // Восточный Граветт. М. –1998–. С 15-34.

Аникович М.В. Днепро-Донская историко-культурная область охотников на мамонтов: от «восточного граветта» к «восточному эпиграветту» // Восточный граветт. М. –1998–. С. 35-66.

Аникович М.В., Попов В.В., Платонова Н.И. Палеолит Костенковско-Борщевского района в контексте верхнего палеолита Европы. СПб. –2008–.

Бессуднов А.А. Разновидности граветта в Костёнковско-Боршевском верхнепалеолитическом районе. // Альманах молодых археологов. СПб. –2005–. С.11-21.

Григорьев Г.П. Отношение восточного граветта к Западу // Восточный Граветт. М. –1998–. С.73–80.

Дудин А.Е., Пустовалов А.Ю., Платонова Н.И. Второй культурный слой стоянки Костёнки-8 (Тельманская): структура, объекты микростратиграфии // Вестник Новосибирского государственного университета. Серия: История, Филология. Новосибирск, Т. 15, №3. –2016 С. 41-52.

Лисицын С.Н. Вариативность граветтийского эпизода накануне последнего ледникового максимума: взгляд из Костёнок // Верхний палеолит Евразии и Северной Америки: памятники, культуры, традиции. СПб. –2014–. С.179-186.

Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону. 1879-1979. /Ред. Праслов Н.Д., Рогачев А.Н. –1982–. Л.

Попов В. В., Пустовалов А. Ю. Поселение 2-го культурного слоя стоянки Костенки 11 (Аносовка 2)// Археологические памятники Восточной Европы: межвузовский сборник научных трудов, Вып. 10, Воронеж, –2004–. С. 3-8

Седов С. Н., Хохлова О. С., Сеницын А. А., Коркка М. А., Русаков А. В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М. С., Кузнецова А. М., Каздым А. А. Позднеплейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение, №8. –2010–. С. 938 – 955.

Сидорчук А., Панин А., Борисова О. Климатические изменения стока воды рек на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. // Водные ресурсы. Т. 35, № 4. –2008–. С. 406–416

Сеницын А.А. Граветт Костенок в контексте граветта Восточной Европы // Проблемы заселения Северо-Запада Восточной Европы в верхнем и финальном палеолите (культурно-исторические процессы). СПб. –2013–. С. 4-32.

Hoffecker J.F., Holliday V.T., Anikovich M.V., Dudin A.E., Platonova N.I., Popov V.V., Levkovskaya G.M., Kuz'mina I.E., Syromyatnikova E.V., Burova N.D., Goldberg Paul, Macphail R.I., Forman S.L., Carterk B.J., Crawford L.J. Kostenki 1 and the early Upper Paleolithic of Eastern Europe // Journal of Archaeological Science: Reports. Vol. 5, –2016–. P. 307–326.

Lisitsyn S. The late Gravettian of Borshevo 5 in the context of the Kostenki-Borshevo sites (Don basin, Russia) // Quaternary International. Vol. 359–360, –2015–, P.372–383.

Reynolds N., Lisitsyn S.N., Sablin M.V., Barton N., Higham T. Chronology of the European Russian Gravettian: new radiocarbon dating results and interpretation // Quartär 62, –2015–. P. 121-132.

Zheltova M.N. Kostenki 4: Gravettian of the east – not Eastern Gravettian // Quaternary International, № 359-360. –2015–. P. 362-371.

ЭНЕРГОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И «МАЯТНИК» ЧЕЛОВЕЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

В.И. Мысливец

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; e-mail: myslivets@yandex.ru

HIGH-ENERGY ZONES OF LANDFORM DEVELOPMENT AND THE “SEESAW” OF HUMAN SOCIETY

V.I. Myslivets

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

В настоящем сообщении речь идет о возможном характере воздействия энергоактивных зон планетарной морфосистемы Земли на развитие человеческого общества или, если употреблять не так давно предложенные термины, роли географической оболочки вообще и геоморфогенеза в частности в развитии антропосферы (антропогеосферы, этносферы, социосферы).

Земля – планета с источником внутренней энергии. Часть этой энергии сохранилась со времен ранней Земли благодаря ее большим размерам, часть выделяется в результате гравитационной дифференциации мантии. Видимо, значительная часть внутренней тепловой энергии обусловлена трением на границе металлического ядра и силикатной мантии, вращающихся с различной скоростью. Эта энергия стремится выделиться в пространство, но по пути испытывает сложные преобразования и на поверхности фиксируется не сплошным покровом, а зонами повышенного теплового потока. В большинстве случаев к этим зонам приурочены проявления активных геодинамических процессов – сейсмичности, вулканизма, интенсивного горообразования (Тектоносфера Земли, 1978).

Максимальное количество солнечной энергии, поступающей на сферическое тело Земли, приходится на тропический пояс, но флюидные оболочки – атмосфера и гидросфера – перераспределяют эту энергию, разнося ее далеко за пределы тропиков.

В результате энергия, как внутренняя, так и внешняя, неравномерно выделяется на поверхности Земли. Наряду с энергоактивными зонами – удлиненными ареалами – выделяются изометрические образования разных размеров (центры, районы, области). Примером энергоактивного центра может служить вулканический очаг или углубляемая ветром бессточная впадина – котловина выдувания. Можно дать такое определение: энергоактивными зонами (центрами) географической оболочки являются такие её части, где удельная величина трансформации энергии в единицу времени на единицу площади или объема на несколько порядков превышает фоновые показатели. Среди энергоактивных зон особого внимания заслуживают те, где велико выделение как внутренней (орогенез, сейсмичность, вулканизм), так и внешней (ураганы, ливни и т. д.) энергии рельефообразования. К ним относятся сейсмоактивные пояса и области интенсивных тектонических движений; фронтальные зоны атмосферы и океана; области влажных тропических лесов с высокой биопродуктивностью, интенсивной переработкой органического вещества и глубоким химическим выветриванием; пустынь с пыльными бурями и динамикой эолового рельефа; русла крупных рек – стволы речных бассейнов с интенсивными флювиальными процессами; на дне океана – зоны так называемой лавинной седиментации.

Энергоактивная зона глобального значения – береговая зона океана. Здесь концентрируются энергетические взаимодействия как суши, так и океана с атмосферой. Такой же глобальный характер имеют категории провинций с высокой интенсивностью процессов – Тихоокеанский и Альпийско – Гималайский пояса, рифтовая зона Восточной Африки. В океане энергоактивной зоной рельефообразования является мировая система срединно-океанических хребтов.

Основная геоморфологическая неоднородность Земли – ее разделение на Тихоокеанское и Индо-Атлантическое полушария. Различия между ними не только

географические, геоморфологические, тектонические, геологические, но и геохимические (в частности, изотопные) и прослеживаются по данным сейсмотомографии вплоть до земного ядра. Основная доля внутренней энергии Земли выделяется на границе полушарий, в пределах западной и восточной ветвей Тихоокеанского подвижного пояса, что приводит к максимальным значениям вертикального расчленения подводного и надводного рельефа – до 15 000 м. Не менее активная и сложная по характеру выделения энергии часть земного шара пересекает Евразию, захватывая Северную Африку. Она включает Альпийско-Гималайский и Центрально-Азиатский подвижные пояса и расположенный между ними и западной ветвью Тихоокеанского пояса Тибетско-Монгольско-Восточно-Китайский регион. Третья зона интенсивных тектонических движений и вулканизма суши приурочена к Восточно-Африканской рифтовой системе.

Важнейшее событие в развитии географической оболочки – возникновение человеческого общества. Антропологи считают, что человека выделило из состава животного мира формирование трёх признаков – так называемой гоминидной триады. Это – прямохождение, приспособленная к тонкому манипулированию кисть с противостоящим пальцем и высокоразвитый мозг. Специалисты в области проблемы происхождения человека уже давно признали экологический, ландшафтный фактор ведущим в формировании первого, определяющего остальные, члена гоминидной триады – прямохождения, оставившего свободными передние конечности для дальнейшего усовершенствования. Обсуждаются три основных варианта воздействия ландшафта на эволюцию приматов: 1) выход из перенаселенного тропического леса, площади которого сократились по климатическим причинам, многие площади трансформировались в ландшафт саванны; 2) освоение ландшафта холмов со скальными выходами и разнообразными условиями; 3) воздействие повышенного радиационного фона, возникшего в результате процессов рифтогенного горообразования в соответствующих областях и вызвавшего мутационные изменения в организме гоминид (Алексеев, 1984). Обращает на себя внимание отчётливая приуроченность областей антропогенеза к энергоактивным зонам земной поверхности. Это прежде всего рифтовая зона Восточной Африки с знаменитым ущельем Олдувай и Южная и Юго-восточная Азия, в частности, Сиваликские холмы в предгорьях Гималаев. Для этих регионов характерны интенсивное выделение внутренней энергии, активная трансформация энергии атмосферы, гидросферы и живого вещества.

Второй важнейший этап эволюции человека – образование вида *Homo sapiens*. Обсуждаются варианты одного, двух, пяти и более центров его образования, но все они расположены в тех же энергоактивных зонах – гористых областях Африки, Ближнего Востока, Южной и Юго-Восточной Азии. Основным занятием первобытного человека были охота и собирательство. Последнее часто приурочено к энергоактивной береговой зоне, о чем говорят сохранившиеся кьеккенмеддинги – раковинные кучи, известные на громадных пространствах от Западной Европы до побережий Тихого океана.

Эпоха собирательства сопровождалась расселением человека как в Африке и Азии, так и проникновением в Австралию, Северную и Южную Америки. Эти процессы совпали не случайно: осушавшиеся во время гляциоэвстатических регрессий шельфовые равнины представляли возможности для переселений и миграций.

Освоение культурных растений составило содержание неолитической революции – перехода от присваивающего хозяйства к производящему. По представлениям Н. И. Вавилова, развитым его последователями, центры происхождения культурных растений приурочены к горным территориям, поскольку там наиболее интенсивно протекал процесс формообразования. Они расположены в горном поясе Старого Света, на Эфиопском нагорье, в Кордильерах и на Антильских островах. Раннее земледелие начиналось в бассейнах Тигра и Евфрата около 10 тыс. лет назад и распространялось по долинам и предгорьям с их конусами выноса и плодородными сероземами на лессах.

Общеизвестно влияние расчлененного горного рельефа на этногенез и языковую дифференциацию. Примерами могут быть Кавказские горы и особенно Дагестан, Памир, горы Юго-Восточной Азии, Западная Европа.

В горных регионах расположены очаги возникновения древнейших цивилизаций – китайской, древнеиндийской, шумеро-аккадской (возникшей 5 400 лет назад – в середине голоцена) и других переднеазиатских, всего круга средиземноморских; та же закономерность прослеживается в Новом свете: кроме Южно-Американского очага в Андах и на Боливийском нагорье в регионе Центральной Америки развивались цивилизации Мезоамерики. (Последний регион – часть Тихоокеанского кольца в широком понимании – включает структурный “залив” этого кольца, область Карибского моря). Возможно, причины пассионарных толчков Л. Н. Гумилева (1990) следует искать в особенностях энергетической структуры географической оболочки и планетарной морфосистемы Земли, а не за её пределами.

Видимо, неслучайно в регионе Ближнего Востока находится родина трех мировых религий. Возникновение буддийской, конфуцианской, синтоистской религий, приверженцы которых составляют большинство человечества, также приурочено к горным поясам Азии и Тихого океана.

Начиная с эпохи Великих географических открытий картина постепенно начинает меняться. От горных регионов приоритет в размещении человеческого общества начал постепенно переходить к побережьям Мирового океана. К началу нашего столетия треть человечества проживает в прибрежной полосе шириной 50 км, а половина его – в полосе шириной 200 км. Основные вехи развития человеческого общества в некотором роде напоминают качания маятника: антропогенез приурочен к горным территориям; собирательство в значительной степени происходило в прибрежной зоне; этап развития цивилизаций и возникновения мировых религий связан с горным и расчленённым рельефом, а в эпоху глобализации снова важное значение приобретает полоса, тяготеющая к побережью Мирового океана. Что общего между этими разными типами поверхности литосферы?

Горные и прибрежные территории объединяет высокая степень энергоактивности – выделения и преобразования различных видов энергии. Именно это привлекает человека на разных этапах его истории. Определенную роль, несомненно, играет и возрастание значения Мирового океана.

В настоящее время вызывают озабоченность признаки глобального потепления и, в частности, подъем уровня Мирового океана. Не означает ли это, что маятник снова качнется в обратную сторону и человечеству вновь придется осваивать возвышенные территории?

Цивилизации в первом приближении можно разделить на техногенные, развивавшиеся на ограниченной территории, и традиционалистские – на остальной Земле (“Запад и не-Запад”). Первые рассматривают человека как господина природы, из которой он берет ресурсы, вторые считают человека частью природы, с которой он должен жить в гармонии. Родина первых – Западная Европа и Средиземноморье. На Земле по степени горизонтального и вертикального расчленения, разнообразию природных условий с ними можно сопоставить лишь Юго-Восточную Азию и отчасти Дальний Восток. Своего рода антипод Западной Европы – цивилизации Америки, не знавшие колеса. Обращает на себя внимание определенное соответствие расположения цивилизаций до XVII века особенностям глобального рельефа: очаг техногенных цивилизаций находится в Индо-Атлантическом полушарии, тогда как традиционные в большинстве расположены в Тихоокеанском полушарии, причем собственно Тихий океан (острова) почти целиком занимает очень своеобразная полинезийская цивилизация. Усиливается впечатление о том, что земной шар состоит из двух различных половинок – не только по внутренней структуре, но и по особенностям развития человечества.

На протяжении фанерозоя усиление движений земной коры во время главных тектонических циклов – каледонского, герцинского, мезозойского – сопровождалось

подъемом уровня океана. Исключение составляет последний цикл, альпийский, во время которого уровень океана не поднимался, а, наоборот, падал. Понижение уровня и осушение шельфа в позднем плейстоцене создало предпосылки для расселения человека по всем материкам, кроме Антарктиды. Это приводит к заключению о том, что здесь проявляется антропогенный принцип.

Таким образом, главные события человеческой истории – переход к прямохождению, образование вида *Homo Sapiens*, расселение по земному шару, неолитическая революция, развитие древнейших цивилизаций, возникновение мировых религий – пространственно связаны с довольно ограниченной частью суши, отличающейся от окружающих территорий прежде всего высокой интенсивностью энергетических преобразований. Такая связь имеет место, несмотря на приуроченность к этим же регионам активных проявлений неблагоприятных и опасных явлений – сейсмичности, вулканизма, штормов, наводнений, цунами, лавин, обвалов и т. д. Вероятно, помимо пространственных, в этих явлениях существуют причинные связи, и о некоторых из них высказаны определенные соображения. Так, предполагается, что основной причиной подобной приуроченности является природное разнообразие, вызывающее интенсивное видообразование (Мильков, 1981).

Автору представляется, что, кроме указанной, есть и более общая причина отмеченных особенностей. Она заключается в том, что человеческое общество с самых первых шагов своего возникновения «вписано» в матрицу глобальных неоднородностей, главными из которых является разделение Земли на Тихоокеанское и Индо-Атлантическое, Северное и Южное полушария. Это соответствие отдельных цивилизаций природным особенностям может быть прослежено и на региональном уровне: так, Средиземное море определяло пространственные особенности развития финикийской, римской, византийской цивилизаций; то же можно сказать о Черном море в античности и в раннем средневековье. О «вписанности» полинезийской цивилизации в Тихий океан уже говорилось; следует отметить, что это – именно островная цивилизация и материки Австралии и Южной Америки ее не интересовали.

Работы выполнены по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5 "Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования".

Список литературы:

Алексеев В.П. 1984. Становление человечества. М.: Политиздат, 462 с.

Гумилев Л.Н. 1990. Этногенез и биосфера Земли. Л.: Гидрометеиздат, 384 с.

Мильков Ф.Н. 1981. Физическая география: современное состояние, закономерности, проблемы. Воронеж: изд-во ВГУ, 400 с.

Тектоносфера Земли. 1978. М.: Наука, 532 с.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ

А.К. Очередной¹, Е.В. Воскресенская², Л.Б. Вишняцкий¹, А.В. Колесник³,
П.Е. Нехорошев¹, Е.М. Колпаков¹, Е.К. Блохин¹, К.Н. Степанова¹, А.В. Ларионова¹

¹ Институт истории материальной культуры РАН, Россия, Санкт-Петербург,
mr_next@rambler.ru

² Институт Географии РАН, Москва, Россия, kavosk@mail.ru

³ Донецкий Национальный Университет, Донецк, Донбасс

THE MAIN PERSPECTIVES OF FUTURE STUDY OF THE PALAEOLITHIC SITES IN THE NORTHERN AZOV REGION

A.K. Otcherednoy¹, E.V. Voskresenskaya², L.B. Vishniatsky¹, A.V. Kolesnik³,
P.E. Nekhoroshev¹, E.M. Kolpakov¹, J.K. Blochin¹, K.N. Stepanova¹, A.V. Larionova¹

¹Institute for the History of Material Culture RAS, Saint-Petersburg, Russia

² Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

³ Donetsk National University, Donetsk, Donbass region

*Светлой памяти Андрея Алексеевича Величко
Dedicated to the memory of Andrei Alekseevitch Velichko*

История изучения в Северном Приазовье начинается с 30-х гг. прошлого века. В данном регионе известна серия разновременных стратифицированных однослойных и многослойных памятников, которые исследовались геологами и археологами В.И. Громовым (Бессергеновка, Матвеев-Курган), В.А. Хохловкиной (Лакедемоновка), П.И. Борисовским (Беглицкое), Г.И. Горецким (Хрящи и Михайловское), И.С. Каменецким и М.Д. Гвоздовер (Каменная Балка), Н.К. Алексеевым, Н.Д. Прасловым (Беглицкое, Левинсадовка, Герасимовка, Рожок I, Рожок II, Мураловка) и В.Е. Щелинским (Носово). В общей сложности к концу 1960-х гг в регионе было известно более 30 памятников (включая многочисленные местонахождения подъемного материала), в разной степени изученных и на разных площадях раскопанных, относимых к нижнему и среднему палеолиту (Праслов, 1968), что позволило Северному Приазовью занять место в ряду достаточно хорошо изученных микрорегионов сосредоточения палеолитических памятников Восточно-Европейской равнины. Среди среднепалеолитических памятников следует выделить ключевые стратифицированные стоянки региона – Рожок I и Носово. Будучи неоднократно опубликованными, материалы этих памятников, тем не менее, нуждаются в дополнительном анализе, что подтверждает яркая коллекция Носово, к которой периодически возвращаются исследователи (Праслов, 1968; 1972; Щелинский, 1999; Колесник, 2016).

На этих памятниках были проведены геолого-геоморфологические и палинологические исследования, на основании которых период накопления отложений с культурными слоями связывался с интерстадиалом амерсфорт (Носово) и интервалом между брерупом и амерсфортом (Спиридонова, 1991). Между тем, актуальность продолжения комплексных мультидисциплинарных исследований на обоих памятниках подтверждается нашими работами, направленными на уточнение хроностратиграфической позиции культурных слоев таких среднепалеолитических памятников как Хотылево I, Бетово и Сухая Мечетка. Обобщение лишь предварительных данных, полученных в последние годы на этих стоянках, свидетельствует о необходимости значительной корректировки наших представлений об особенностях развития и смены различных групп населения в Восточной Европе в течение среднего и позднего валдая (OIS 3 – OIS 2) (Вишняцкий и др., 2015, Otcherednoy et al, 2016). Возобновление исследований Рожка и Носово является необходимым не только для изучения особенностей заселения человеком южной части Русской равнины и, в частности, Северного Причерноморья, но и для реконструкций палеогеографических обстановок позднего плейстоцена. В дальнейшем изучение культурных слоев, которые были выявлены на

стратифицированных памятниках, может опираться на результаты комплексных исследований разрезов Северного Приазовья, проводимых с начала 2000 гг. сотрудниками Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством А.А. Величко в тесной кооперации с ЮНЦ и ГИН (Величко и др., 2010; Величко и др., 2012). Продолжение изучения палеолитических памятников Северного Приазовья предполагает не только дальнейшие исследования памятников Рожок I и Носово, но и организацию разведок различных участков Беглицкой косы. Находки, обнаруженные на Участке 16 бывшего беглицкого рыбхоза (Праслов, 1968, Путеводитель полевых экскурсий., 2013) в том числе в стенках обнажений и разрезов, крайне выразительны и демонстрируют перспективность поисков среднепалеолитических горизонтов, залегающих в четких стратифицированных условиях. Весь комплекс аналитических данных по Беглицкому разрезу при условии повторного обнаружения среднепалеолитических культурных слоев, может быть использован для их хроностратиграфических привязок.

Для выяснения перспектив дальнейших исследований в течение полевого сезона 2016 года сотрудниками группы по изучению среднепалеолитических памятников Русской равнины из ИИМК РАН, ИГ РАН и ДонНУ были обследованы участки локализации памятников Носово и Рожок I, а также несколько мелких местонахождений в обнажениях береговой линии (в районе бывшего хутора Рожок и села Весело-Вознесенка Неклиновского района Ростовской области). Расположение обеих стоянок было приурочено к приустьевой части крупных балочных понижений. Стоянка Рожок I была локализована Н.Д. Прасловым в пределах левого борта крупной Булиной балки, впадающей в Таганрогский залив восточнее бывшего хутора Рожок, а стоянка Носово – в пределах одноименного села, по левому борту впадающей в Миусский лиман Носовской балки, в 450 метрах от устья (Праслов, 1968.).

Обследование берегового участка, на котором Н.Д.Прасловым проводились раскопки многослойной стоянки Рожок I в 1961-62 гг., продемонстрировало, что один из «крупных останцов с отложениями погребенной балки» (погребенная балка «С» разреза береговой линии с палеопочвами) (Праслов, 1968, рис. 28) до сих пор выражен в рельефе побережья. Следы раскопов 1961 и 1962 гг. обнаружить не удалось, что может быть связано как с отступанием береговой линии в результате интенсивной абразии за прошедшие 50 лет, так и с задернованностью склонов на данном участке береговой линии. Однако в верхней части одного из обнажений, расположенного не более чем в 50 м к западу от сохранившегося останца, были обнаружены кости (предположительно три фрагмента крупных трубчатых костей бизона), залегающие на одном уровне на глубине 1 м от современной дневной поверхности (рис. 1). Напрямую связать данную находку с уровнем расположения первого культурного слоя стоянки Рожок I пока нельзя: первый культурный слой на площадях, изученных Н.Д. Прасловым, залегал на глубине 2 – 3 м от поверхности (Праслов, 1968). Тем не менее, без проведения дополнительного изучения данного участка береговой линии возможность соответствия обнаруженных костей верхнему слою стоянки полностью исключать также невозможно. Поэтому мы планируем заложить серию шурфов на сохранившихся участках памятника в полевой сезон 2017 г.

Достоверное обнаружение следов раскопов стоянки Носово (1964 и 1967 гг) также оказалось непростой задачей – на месте раскопов за прошедшие 50 лет в небольших карьерах неоднократно добывали лессовидные суглинки (т.н. «глинища»). В начале 60-х гг. прошлого века первый карьер вскрыл отложения, вмещающие культурный слой стоянки (в результате чего памятник и был обнаружен В.Е. Щелинским). Оба раскопа Н.Д. Праслова также были приурочены к первому глинокопному карьере. Однако, по всей видимости, в течение следующих десятилетий в непосредственной близости от первого карьера было заложено еще несколько, что коренным образом преобразовало первоначальный рельеф данного участка левого борта Носовской балки. Кроме того, в настоящее время весь левый борт балки зарос деревьями и кустарником, что дополнительно затрудняет идентификацию положения раскопов.



Рис. 1. Приазовская экспедиция ИИМК РАН, 2016, памятник Рожок I. Горизонт с фаунистическими остатками в обнажении береговой линии в районе локализации памятника Рожок I (стрелки указывают на отдельные кости). Вид с юга.

В результате на левом борту пологого склона Носовской балки, на месте предполагаемой локализации стоянки, были заложены три шурфа. Шурф № 1 был заложен в прибортовой части пологого склона. Здесь отложения были пройдены на глубину около 6 м. В разрезе сверху вниз прослеживался профиль голоценовой почвы (чернозем обыкновенный карбонатный, мощность почвенного профиля – 2,5 м), развитой на поздневалдайских палевых лессовидных супесях и суглинках мощностью 3,5 м, цвет которых незначительно меняется вниз по разрезу до темно-палевого. Отложения в значительной степени проработаны биотурбациями (кротовины в верхней половине разреза и корнеходы по всему профилю). Находок палеолитического облика в Шурфе № 1 в 2016 году обнаружено не было. Проходить отложения на большую глубину в данном шурфе мы посчитали нецелесообразным и сместились ближе к подошве склона. Два шурфа были заложены на месте одного из небольших карьеров, в котором, по нашим предположениям, и находился раскоп Н.Д. Праслова. В Шурфе № 2 общая мощность вскрытых отложений составляла 1,85 м. В разрезе западной стенки, под отвалом маломощной луговой почвы, залегали темно-палевые и бурые слабогумусированные влажные суглинки с новообразованными карбонатами в виде стяжений белоглазки и включениями дресвы известняка. Находки палеолитического облика в Шурфе № 2 в 2016 году также не были обнаружены. В Шурфе № 3, заложенном на пологом склоне в 5 м ниже Шурфа № 2, отложения были пройдены на глубину от 3,25 в восточной стенке до 2,5 м – в западной. Здесь, в верхней части разреза, также прослеживался маломощный почвенный профиль, формировавшийся на дне карьера в течение последних 50 лет. Ниже прослеживались темно-палевые и буровато-палевые слабогумусированные лессовидные суглинки с карбонатным псевдомицелием и стяжениями белоглазки, общей мощностью до 2,2 м в восточной стенке. В западной стенке эти отложения срезаны, их общая мощность составляет не более 0,4 м, они перекрыты отвалом (рис.2). С гл. 1,2 м в суглинках отмечались редкие наклонные прослои дресвы известняка, маркирующие

общее направления падения слоев к западу, в сторону русла балки. На глубине 1,3 м залегал обломок нуклеуса. С гл. 1.5 м отмечаются слубогумусированные серовато-коричневые суглинки с прослоями грубозернистого песка с гравием, с включениями обломков раковин, известковистой дресвы и отдельной находкой скребла на фрагменте мелкого пластинчатого скола без проксимальной части. В слое прослеживались многочисленные червеходы, заполненные темно-бурым гумусированным суглинком, небольшие вертикальные трещины с заполнением из оглеенного серого суглинка и примазки омарганцевания. Механический состав отложений книзу становится более тяжелым. В основании Шурфа № 3 залегают белесовато-бурые плотные глины с многочисленной дресвой известняка. Таким образом, культурной слой памятника, по всей вероятности, мы «зацепили» только на участке, вскрытом Шурфом № 3. Вместе с тем, продолжение изучения памятника в 2017 г предполагает и дальнейшее углубление Шурфа № 1 для получения максимально полной колонки отложений, и сопоставления результатов с уже опубликованными данными (Праслов, 1972; Спиридонова, 1991).



Рис. 2. Приазовская экспедиция ИИМК РАН, 2016, памятник Носово. Шурф № 3. Западная стенка (стрелки указывают на уровни обнаружения каменных изделий).

Результаты рекогносцировочных работ свидетельствуют о том, что известные памятники Северного Приазовья обладают потенциалом для дальнейших исследований. Поэтому, при продолжении работ в этом регионе, в первую очередь необходимо добиться надежного определения хронологических позиций каждого из комплексов. Определение деталей их культурной принадлежности в данном случае следует рассматривать как следующую задачу. Только после завершения обеспечения памятников обновленными аналитическими данными можно планировать начало многолетних планомерных исследований в регионе, определять их цели, предполагающие, например, вскрытие значительных площадей и формирование различных опорных хроностратиграфических схем

лессово-почвенных формаций Северного Приазовья с культурными слоями средне- и позднеплейстоценового возраста.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-06-00139а.

Список литературы:

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М. 2010. Основные подходы к хроностратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации восточного Приазовья // Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов на Дону: изд-во ЮНЦ РАН, с. 52-64.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. 2012. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, том 445, № 4, с. 464–467.

Вишняцкий Л.Б., Очердной А.К., Хоффекер Дж.Ф., Воскресенская Е.В., Нехорошев П.Е., Питулько В.В., Холлидэй В.Т. 2015. Возраст стоянок Хотылево I и Бетово в свете результатов радиоуглеродного датирования (предварительное сообщение) // Записки ИИМК РАН. №12, с. 9-19.

Путеводитель полевых экскурсий VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (г. Ростов-на-Дону, Россия, 10–15 июня 2013 г.). 2013. Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН. 48 с.

Праслов Н.Д., Филлипов А.К. 1967. Первая находка палеолитического искусства в южнорусских степях. // Краткие сообщения института археологии АН СССР, вып. 111, с.24-30.

Праслов Н.Д. 1968. Ранний палеолит Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона // Материалы и исследования по археологии СССР, № 157, 154 с.

Праслов Н.Д., Семенов С.А. 1969. О функциях мустьерских кремневых орудий из стоянок Приазовья // Краткие сообщения института археологии АН СССР, вып. 117, с. 13-21.

Праслов Н.Д. 1972. Мустьерское поселение Носово I в Приазовье // Материалы и исследования по археологии СССР, № 185, Л. Наука, с. 75-82;

Праслов Н.Д. 1972. Некоторые специфические формы каменных орудий Мураловской палеолитической стоянки // Краткие сообщения института археологии АН СССР, вып. 131, М.: с. 70-77.

Спиридонова Е.А. 1991. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене, М: Наука, 221 с.

Otcherednoy A.K., Vishnyatsky L.B., Zaretskaya N.E., Voskresenskaya E.V., Stepanova K.N., Larionova A.V., Nekhoroshev P.E. 2016. Stratigraphy and radiocarbon chronology of three Late Middle Paleolithic sites in the Russian plain // Abstracts volume of SEQS section on European quaternary stratigraphy, Workshop 3 “Bridging Europe and Asia: Quaternary stratigraphy and Paleolithic human occupation in Armenia and Southern Georgia”, (3-10 SEPTEMBER 2016), Yerevan, Armenia, p.2.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ И УРАЛА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ВАЛДАЕ НА ЗАСЕЛЕНИЕ РЕГИОНА ЧЕЛОВЕКОМ В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЛИТЕ

П.Ю. Павлов

Институт языка литературы и истории Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия,
ppavlov120@gmail.com

THE EFFECTS OF PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES IN THE NORTH-EAST EUROPE AND THE URALS IN THE MIDDLE AND LATE VALDAI ON THE INITIAL COLONIZATION OF THE REGION DURING THE UPPER PALEOLITHIC

P.Yu. Pavlov

Institute of Language, Literature and History, Komi Science Center, Ural division, RAS,
Syktvkar, Russia

Климатический фактор на ранних этапах истории человечества был важнейшим и существенно влиял на процесс древнейшей колонизации Евразии. А.А.Величко указывал, что роль природного фактора проявляется в рамках принципа предпочтительности. Природный фактор играл роль фильтрующей системы или барьера через которые проникали самые приспособленные, выносливые популяции. Для более приспособленных к новым условиям популяций, природа предоставляла большую возможность для вживания в ландшафт (Величко, 1997). Определяющая роль природного фактора в процессе первоначального заселения заключалась и в том, что наибольшей привлекательностью для древнего человека пользовались районы со сложными, разнообразными и высокопродуктивными пищевыми ресурсами. Западные предгорья Среднего, Северного и Приполярного Урала и прилегающие к ним участки Восточно-Европейской равнины полностью соответствуют указанным ландшафтно-климатическим особенностям. В холмисто-увалистой полосе западного склона Урала на сравнительно небольшой территории, сочетаются обширные равнины, холмистые предгорья и невысокие горы, пересечённые долинами крупных рек. Такая мозаичность ландшафтов создавала особо привлекательные условия для разнообразных видов травоядных животных и, следовательно, для первобытных охотников.

Результаты новейших исследований значительно изменили наши представления о палеогеографии северо-востока Европы и Урала в течение валдайского ледникового цикла. Климат этого продолжительного периода был значительно более изменчивым, чем считалось прежде (Астахов, Свендсен, 2008).

По современным данным, природно-климатические условия, благоприятные для палеолитических охотников-собирателей, складывались в регионе в периоды интерстадиалов позднего плейстоцена, особенно в среднем валдае (Грибченко, 2008). В течение среднего валдая (MIS3) северо-восток Европы был полностью свободен от ледниковых покровов, может быть за исключением небольших горных ледников на Урале (Астахов, Свендсен, 2008). В это время на северо-востоке Восточно-Европейской равнины и на севере Урала климат не отличался чрезмерной суровостью, хотя был несколько холоднее современного, господствовали ландшафты тундростепей с лесной растительностью в долинах рек (Svendsen et al., 2010).

Среди памятников начала верхнего палеолита на севере Уральского региона выделяются две хронологические группы. К первой относятся стоянки, существовавшие в регионе в конце ленинградского интерстадиала и начале шенского похолодания среднего валдая (38–33 тыс. лет назад). Это стоянки Мамонтова Курья (бассейн Печоры) и Заозерье (бассейн верхней Камы) (Павлов, 2012; Svendsen et al., 2010). К стоянкам второй хронологической группы, датирующихся концом брянского интерстадиала среднего валдая (29–28 тыс. лет назад) достоверно относятся два памятника: Гарчи I (верхний слой), (бассейн верхней Камы) и Бызовая (бассейн Печоры) (Slimak et al., 2011; Svendsen et al., 2010).

Исходной областью расселения служили центральные районы Восточно-Европейской равнины. Имеются некоторые основания предполагать, что миграции населения на север приходится на вторую половину относительно тёплых периодов среднего валдая.

На заключительном этапе ранней поры верхнего палеолита (29–28 тыс. лет назад) на северо-востоке Восточно-Европейской равнины и севере Урала вероятно появилось постоянное население. Однако процесс заселения не получил логического завершения в виде формирования региональной культуры. В конце среднего и в первой половине позднего валдая, в силу различных причин, основной из которых явилось, по-видимому, резкое ухудшение региональных природно-климатических условий происходит депопуляция, по крайней мере, севера региона. Об этом свидетельствует отсутствие палеолитических стоянок на северо-востоке Восточно-Европейской равнины и на Урале в хронологическом интервале от 27 до 19 тыс. лет назад (Павлов, 2015). Повсеместно, как на севере, так и на юге региона в отложениях первой половины позднего валдая прослежены криогенные деформации пород в виде крупных мерзлотных клиньев и мощных солифлюкционных горизонтов (Heggen, 2011; Heggen et al., 2010).

Реколонизация региона началась во второй половине позднего валдая, в позднем палеолите и связана с иным культурным миром. Около 19 тыс. лет назад в бассейнах Камы и Печоры, на Среднем и Южном Урале получила распространение уральская позднепалеолитическая культура, родственная, по мнению автора, культурам верхнего палеолита юга Западной Сибири (Павлов, 2012). Опорными памятниками позднего палеолита на севере Уральского региона являются стоянки им. Талицкого, Широфаново II, Медвежья пещера. (Павлов, 2015).

В течение второй половины позднего валдая, позднеледникового и, вероятно, в раннем голоцене, памятники уральской культуры распространяются вдоль всего Урала: от Южного до Приполярного (Павлов, 2012). Ареал памятников уральской культуры и их количество увеличивается к среднему и позднему этапам её существования, что очевидно отражает возрастающую плотность населения. Следует особо отметить, что эта волна колонизации происходила в значительно более суровых климатических условиях, чем предыдущая. В бассейне верхней Камы в это время существовали холодные тундростепи, а в бассейне Печоры – типичные тундровые ландшафты.

В конце палеолита в Евразии формируется уральская историко-культурная область. Уральское население сыграло определённую роль в освоении обширных пространств севера Восточной Европы освободившихся от покрова материковых льдов в финальном плейстоцене и раннем голоцене.

Данные по типам памятников и составу фауны промысловых животных свидетельствуют о том, что на протяжении всей верхнепалеолитической эпохи в регионе был представлен один культурно-хозяйственный тип – охотников на крупных стадных копытных, преимущественно лошадь (Павлов, 2015).

Отражением специфического приёма адаптации древнего населения к природно-климатическим условиям севера региона является возникновение особого типа палеолитических стоянок на природных кладбищах мамонта, не известных за пределами субарктической зоны Евразии. Показательно, что этот тип памятников существовал на северо-востоке Европы в Западной и Восточной Сибири на всём протяжении эпохи верхнего палеолита, что, безусловно, связано с особенностями природной среды субарктической зоны Евразии.

Хроностратиграфическое распределение верхнепалеолитических стоянок на северо-востоке Европы и севере Урала обнаруживает явную взаимосвязь с изменениями природно-климатической среды на этой обширной территории. Регион заселялся в периоды относительно благоприятных природно-климатических условий. Между волнами заселения существовали относительно длительные промежутки времени, совпадающие с резкими существенными похолоданиями, в течение которых на северо-востоке Европы и на Урале население практически отсутствовало. Таким образом, заселение региона в эпоху верхнего

палеолита носило волнообразный характер и в этом не отличалось от основной особенности этого процесса, установленной А.А.Величко (1977) для европейского сектора Евразии.

Список литературы:

Астахов В.И., Свендсен Й-И. 2008. Природная обстановка времени первоначального заселения приуральского Севера // Путь на Север. Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. Материалы Международной конференции. М.: Ин-т географии РАН, с.98-106.

Величко А.А. 1997. Глобальное инициальное расселение как часть проблемы коэволюции человека и окружающей среды // Человек заселяет планету Земля. Глобальное расселение гоминид. М.: С.255-275.

Грибченко Ю.Н. 2008. Первичное расселение палеолитического и неолитического человека на севере Восточно-Европейской равнины // Путь на Север. Окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. Материалы Международной конференции. М.: Ин-т географии РАН, С.107-133

Павлов П.Ю. 2015. О первоначальном заселении севера Урала // Уральский исторический вестник, вып. 2 (47). С.50-60.

Павлов П.Ю. 2012. Культурные связи населения Уральского региона в эпоху палеолита // Вестник Пермского университета. История. Вып.1(18), с.6-23.

Heggen H.P. 2011. Archaeological geology and stratigraphy of Palaeolithic sites in Northern Russia. Dissertation for the degree of philosophiae doctor (PhD). University of Bergen. Bergen.

Heggen H., Svendsen J-I., Mangerud J. 2009. River sections at the Byzovaya Palaeolithic site – keyhole into the late Quaternary of northern European Russia // Boreas. Vol.39, pp.116-130.

Slimak L., Svendsen J-I., Mangerud J., Plisson H., Heggen H-P., Brugere A., Pavlov P.Yu. 2011. Late Mousterian Persistence near the Arctic Circle. // Science, 332, №6031, pp.841-845.

Svendsen J-I., Heggen H.P., Hufthammer A-K., Mangerud J., Pavlov P., W.Roebroeks. 2010. Geoarchaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains – On the northern presence of humans during the last Ice Age. Quaternary Science Reviews. Vol.29 (23-24), pp.3138-3156.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА НА ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Е.Ю. Павлова^{1,2}, В.В. Питулько²

¹ Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия, pavloval@rambler.ru

² Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
pitulko@gmail.com

LATE PLEISTOCENE CLIMATE CHANGE AND HUMAN PALEOECOLOGY IN THE YANA-INDIGHIRKA LOWLAND

E.Y. Pavlova^{1,2}, V.V. Pitulko²

¹ Arctic & Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² Institute for Material Culture History, RAS, St. Petersburg, Russia

Природно-климатические условия обладают во времени и пространстве заметной изменчивостью и служат важнейшим внешним управляющим фактором для животных и людских популяций, когда-либо расселявшихся по планете Земля, в особенности в тех её регионах, природные условия которых носят экстремальный характер (Никольский, Питулько, 2013; Pitulko, Nikolskiy, 2012). Одним из них является арктическая область Евразии. Так, расселение человека в Сибирской Арктике, как показано, могло начаться ~45 000 л.н. (Pitulko et al., 2016b). Численность первоначального человеческого населения, по-видимому, долгое время оставалась невысокой, однако во второй половине МИСЗ становится заметной и впоследствии неуклонно возрастала, о чём свидетельствуют памятники верхнего и позднего палеолита, открытые в последние годы на Яно-Индигоирской низменности (Питулько и др., 2013, 2015; Питулько, Павлова, 2014; Pitulko et al., 2016a).

Связь изменений материальной культуры и поведения этих группировок с природно-климатическими изменениями несомненна (Pitulko, Nikolskiy, 2012). Полученные в последние годы данные позволяют заметно уточнить сделанные ранее выводы (Питулько и др., 2013), на основании которых нами восстановлены палеогеографические события, протекавшие на севере Яно-Индибирской низменности в конце позднего неоплейстоцена (Павлова, Питулько, 2015). Реконструкции природных и климатических изменений конца позднего неоплейстоцена Яно-Индибирской низменности выполнены на основании результатов ^{14}C датирования, спорово-пыльцевого анализа и анализа растительных макроостатков четвертичных отложений, изученных в районе Янской палеолитической стоянки.

Культурный слой Янской стоянки залегает в средней части разреза отложений второй надпойменной террасы нижнего течения р. Яна. Относительная высота второй террасы составляет 16-18 м. Многочисленными ^{14}C датировками возраст культурного слоя определен как 28,5-27,0 т.л.н. (Питулько, Павлова, 2010). В разрезе террасы вскрываются отложения ледового комплекса (ЛК) мощностью 14-16 м, представленные синкриогенными аллювиальными осадками с развитой сетью полигональных повторно-жильных льдов двух генераций каргинского и сартанского возраста. На отложениях ЛК залегает покровный слой мощностью от 0,6 до 2,5 м. Локально в верхней части разреза наблюдаются голоценовые торфяно-болотные отложения мощностью от 1 до 2,5 м, пробитые голоценовыми повторно-жильными льдами.

Изучение строения разреза второй террасы и результаты детального ^{14}C датирования слагающих его осадков показало, что эти отложения содержат практически непрерывную запись палеогеографических событий, протекавших на протяжении отрезка времени 37-10 тыс. (радиоуглеродных) лет назад. Наличие непротиворечивых ^{14}C датировок в каждом фрагменте разреза позволило выделить отдельные хронологические срезы с шагом 500-1000 лет с учетом темпов осадконакопления в пределах разреза. На основе результатов палинологического анализа и анализа растительных макроостатков для каждого хроносреза получена характеристика палеофлористического комплекса с определением доминантов и содоминантов сосудистых растений в растительном сообществе. Палеоклиматические реконструкции выполнены для выделенных хроносрезов с применением методики В.П.Гричука (Гричук, 1969; 1985).

Для второй половины каргинского термохрона (МИС3) и сартанского криохрона (МИС2) реконструированы последовательности изменений растительных сообществ и основных климатических показателей, таких как температура самого теплого месяца ($t_{\text{стм}}$), среднегодовая температура ($t_{\text{ср.год}}$) и среднегодовая сумма осадков (P), построены кривые усредненных минимальных и максимальных отклонений этих показателей от современных значений ($\Delta t_{\text{стм}}$, $\Delta t_{\text{ср.год}}$, ΔP), ограничивающие область вероятных значений климатических параметров для определенных временных срезов.

В рамках изученного времени каргинский термохрон на западе Яно-Индибирской низменности характеризовался сухими условиями с $\Delta P = -60$ -- -70 мм/год с температурами, близкими к современным, либо превышавшими их на 2-4,7 °C для $t_{\text{стм}}$ и на 1-3 °C для $t_{\text{ср.год}}$. Во второй половине каргинского термохрона отмечались два кратковременных похолодания 34 тыс. л.н. и 30,5-29,5 тыс.л.н. На завершающих этапах каргинского потепления термоксеротический характер климата сменился на термогигротический ($\Delta t_{\text{стм}} = -1,7$ - $+1,7$ °C, $\Delta t_{\text{ср.год}} = -1$ - $+1,5$ °C, $\Delta P = -40$ - $+20$ мм/год). Во второй половине каргинского интерстадиала были развиты гемикриофитостепные ландшафты, представленные злаково-гвоздично-осоковыми и разнотравно-злаково-осоковыми растительными сообществами.

Довольно резкий переход к похолоданию произошел после 25 тыс.л.н., обозначивший наступление сартанского криохрона. На его начальных этапах климат имел криогигротический характер, когда $\Delta t_{\text{стм}} = -2,3$ °C, $\Delta t_{\text{ср.год}} = -2,5$ - $0,5$ °C, а ΔP достигали $+30$ мм/год. В это время были развиты гемикриофитостепные и тундростепные разнотравно-осоково-злаковые растительные сообщества.

Между 25-22 тыс.л.н. холодный климат характеризовался переменными условиями увлажнения ($\Delta t_{\text{стм}} = -2,2 - +0,6$ °C, $\Delta t_{\text{ср.год}} = -2,4 - +0,6$ °C, $\Delta P = -64 - +30$ мм/год). Около 21 тыс. л.н. произошёл переход климата в устойчивую криоксеротическую стадию ($\Delta t_{\text{стм}} = -3,7 - -1$ °C, $\Delta t_{\text{ср.год}} = -1,5 - -0,5$ °C, $\Delta P = -10 - -70$ мм/год). Максимум похолодания отмечался в интервале 21-19 тыс.л.н., когда $\Delta t_{\text{стм}} = -3,8 - -1$ °C, $\Delta t_{\text{ср.год}} = -1,5 - 0,5$ °C, а $\Delta P = -70$ мм/год.

Во второй половине сартанского криохрона отмечается относительное повышение $t_{\text{стм}}$ при $\Delta t_{\text{стм}} = -2,4 - +0,5$ °C, в то время как $t_{\text{ср.год}}$ и P оставались прежними ($\Delta t_{\text{ср.год}} = -1,3 - -0,2$ °C, $\Delta P = -50 - +15$ мм/год). На рубеже 15 тыс.л.н. $t_{\text{стм}}$ достигли современных значений и даже превысили их на 1 °C, а $\Delta t_{\text{ср.год}} = +1 - +2$ °C, $\Delta P = -30 - -10$ мм/год. Однако, 13,5 тыс л.н. все климатические показатели вернулись к значениям близким к максимуму похолодания.

Сартанский криохрон характеризовался развитием тундростепных разнотравно-попынно-осоково-злаковых, опынно-гвоздично-злаково-осоковых и разнотравно-попынно-злаково-осоковых ландшафтов.

Климатические изменения рубежа позднеледниковья-голоцена протекали весьма динамично. Заметное потепление 12,6-12,1 тыс.л.н., соответствующее потеплению бёллинг в Европе, отражается в спорово-пыльцевых спектрах. На палеоклиматических кривых оно фиксируется относительным повышением $t_{\text{стм}}$ на 1,5-2 °C по сравнению с предыдущим периодом, в то время как среднегодовая температура и сумма годовых осадков оставались прежними ($\Delta t_{\text{ср.год}} = -1,3 - -0,5$ °C, $\Delta P = -50 - +15$ мм/год). В это время были развиты разнотравно-злаково-осоковые ландшафты.

Похолодание среднего дриаса 12,1-11,9 тыс.р.л.н. было коротким, однако оно получило отражение в палиноспектрах. Потепление 11,9-11 тыс.л.н., соответствующее европейскому аллерёду, проявилось в увеличении летних и среднегодовых температур и росте годовой суммы осадков: $\Delta t_{\text{стм}} = +1,5 - +2,5$ °C, $\Delta t_{\text{ср.год}} = +3,5 - +5,5$ °C, $\Delta P = +70 - +125$ мм/год.

Похолодание позднего дриаса 11,0-10,5 тыс.л.н. выразилось в кратковременном возврате $t_{\text{ср.год}}$ к значениям сартанского криохрона ($\Delta t_{\text{ср.год}} = -1,2 - -0,4$ °C). В начале похолодания произошло относительное понижение летних температур, когда $\Delta t_{\text{стм}}$ были $-0,5 - +1$ °C, а к его концу $\Delta t_{\text{стм}}$ понизились до $-2,7 - +0,5$ °C. ΔP изменялась от -40 до $+20$ мм/год.

Около 10 тыс. л.н. заметно повысились летние температуры ($\Delta t_{\text{стм}} = +1 - +2,4$ °C), однако, среднегодовые температуры оставались низкими ($\Delta t_{\text{ср.год}} = -1,2 - -0,2$ °C). ΔP изменялась в пределах $-50 - +20$ мм/год. На рубеже голоцена формировались кустарниково-кустарничковые травяные (осоковые и разнотравные) и травяно-моховые тундры.

Результаты палеогеографических реконструкций позволили получить природно-климатические характеристики временных срезов, для которых документально подтвержден факт обитания человека на Яно-Индибирской низменности. Выявление совпадений значений реконструированных параметров с многолетними метеорологическими данными позволило определить вероятные географические местоположения, современные климатические условия которых близки реконструированным климатическим условиям времени расселения человека на этой территории.

Природно-климатические условия на протяжении 37-10 тыс.л.н., как в течении МИС3, так и во время МИС2, были приемлемы для расселения и обитания человека в Сибирской Арктике. Они играли важную роль в судьбе обитателей этих территорий.

Данные, составляющие основу работы, получены при поддержке грантов РФФИ №11-06-12018-офи-м-2011 и № 13-06-12044. Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 16-18-10265 RNF.

Список литературы:

Гричук В.П. 1969. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М.: Наука, с. 41-57.

Гричук В.П. 1985. Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка её точности // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, с. 20-28.

Никольский П.А., Питулько В.В. 2013. Зависимость численности мамонтов от климата в связи с проблемой их вымирания (по массовому ^{14}C датированию остатков мамонтов из Арктической Сибири) // Stratum Plus, № 1. С. 133-165.

Павлова Е.Ю., Питулько В. В. 2015. Палеогеографические события позднеледниковья-голоцена на севере Яно-Индибирской низменности в свете изучения новых археологических объектов // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, с. 149-151.

Питулько В.В., Басилян А.Э., Павлова Е.Ю. 2013. Массовые скопления костных остатков мамонтов с признаками деятельности древнего человека (р. Илин-Сылах, север Яно-Индибирской низменности) // Записки ИИМК РАН, № 8. С. 34-51.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю. 2010. Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. СПб: Наука, 264 с.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю. 2014. Местонахождения Урез-22 и Озеро Никита: новые свидетельства расселения человека в Сибирской Арктике в финальном плейстоцене // Записки ИИМК РАН, № 10. С. 3-17.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Басилян А.Э., Анисимов М.А. 2013. Ландшафтно-климатические изменения в районе Янской палеолитической стоянки в позднем неоплейстоцене-голоцене на западной части Яно-Индибирской низменности // Вестник СВНЦ СО РАН, №1. С. 16-29.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Никольский П.А., Иванова В.В., Басилян А.Э., Анисимов М.А., Ремизов С.О. 2015. Расселение человека в Сибирской Арктике в позднем неоплейстоцене и голоцене: новые материалы к археологической карте // IV Северный археологический конгресс. Доклады. Ханты-Мансийск. 19-23 октября 2015 г. Институт истории и археологии УрО РАН. Екатеринбург, Ханты-Мансийск: с. 152-176.

Pitulko V.V., Nikolskiy P.A. 2012. Extinction of woolly mammoth in Northeastern Asia and the archaeological record. World Archaeology. Vol. 44. P. 21-42.

Pitulko, V.V., Pavlova, E.Y., Basilyan, A.E. 2016a. Mass accumulations of mammoth (mammoth 'graveyards') with indications of past human activity in the northern Yana-Indighirka lowland, Arctic Siberia. Quat. Int., vol. 406. P. 202-217.

Pitulko V.V., Tikhonov A.N., Pavlova E.Y., Nikolskiy P.A., Kuper K.E., Polozov R.N. 2016b. Early human presence in the Arctic: evidence from 45,000-year-old mammoth remains // Science, vol. 351. P. 260-263.

КОСТЕНКИ 14 (МАРКИНА ГОРА) КАК ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КУЛЬТУРНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПАЛЕОЛИТА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ НА ФОНЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МИС3.

А.А. Синицын

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
andrei.sinitsyn@gmail.com

KOSTENKI 14 (MARKINA GORA) AS A KEY SECTION FOR CULTURAL VARIABILITY OF THE EAST EUROPEAN PALAEOLITHIC IN THE CONTEXT OF CLIMATE VARIABILITY DURING MIS3.

A.A. Sinitsyn

Institute for the History of Material Culture RAS, St-Petersburg, Russia

Участие А.А. Величко в полевых исследованиях Костенок началось в 1952 г., практически одновременно с новым этапом, связанным с раскопками многослойных стоянок А.Н.Рогачевым. Его результатом явилась замена господствовавшей до этого стадияльной концепции концепцией археологических культур. Геологические условия залегания культурных слоев и стратиграфия четвертичных отложений имели в этом процессе первостепенное значение: стадияльная концепция могла подтверждаться Костенковскими материалами "... до тех пор, пока в Костенки не ступила нога геолога" (Рогачев, 1961, с. 43).

Так получилось, что начало работ А.А. Величко в Костенках было связано с раскопками Маркиной горы в 1953-54 гг. и этот же памятник был последним на котором Андрей Алексеевич проводил работы в 2015 г. Были длительные перерывы в исследовании, но всегда Костенки оставались в поле зрения А.А.Величко, а для характеристики отдельных периодов конца плейстоцена, они имели в его построениях первостепенное значение.

Вместе с А.Н.Рогачевым, М.Н.Грищенко и Г.И.Лазуковым А.А.Величко был создателем новой трехчленной периодизации палеолита Костенок. Ее основу составляла трехчленная структура геологических отложений района: памятники в отложениях шлейфа покровных суглинков I и II надпойменных террас и памятники в отложениях верхней и нижней гумусовых толщ II террасы, разделенных вулканическим пеплом (Рогачев, 1957; Лазуков, 1957а,б; Величко, 1963). Стратиграфия опорных многослойных стоянок стала основой определения относительного возраста культурных слоев, их корреляции и палеоклиматических реконструкций (Величко, 1961; Величко, Рогачев, 1969).

Хотя вклад А.А.Величко в понимание стратиграфии Костенковско-Борщевского района определяется, в первую очередь, монографическим, предельно детальным анализом разреза Костенок 17 (Спицынская ст.), часть публикации, посвященная стратиграфии Маркиной горы, занимает по объему, почти такое же место (Величко, 1963). Не умаляя значения и важности других опорных многослойных памятников (Костенок 1, 8, 11 и 12) приоритет именно этих двух стоянок остается в силе до сих пор. Толща рыхлых отложений представлена здесь наиболее "длинными" разрезами, глубиной более 7 м. Это делает их наиболее достоверными для аналитических исследований. На других памятниках фиксируются те же элементы общей стратиграфии, но представлены они на разрезах глубиной не более 5 м, а отдельные их составляющие или отсутствуют, в силу особенностей ландшафта, или сильно "спрессованы". Отбор образцов на таких разрезах сталкивается с дополнительными трудностями, что снижает степень достоверности полученных по ним заключений.

С 2002 по 2015 гг. А.А.Величко являлся постоянным участником раскопок Костенок 14 (Величко и др., 2009; Седов и др., 2010). Разрез Костенок 17 за это время вскрывался только в 2008 г., к сожалению, на участке где культурные слои представлены не были.

Костенки 14 (Маркина гора) (рис.1)

Приоритеты исследования Костенок 14 в этот период определяются:

- наличием наибольшего среди стоянок Костенковской группы количества залегающих в четких стратиграфических условиях культурных слоев, разделенных стерильными отложениями. Только на Маркиной горе зафиксированы восемь культурных слоев и три костеносных палеонтологических слоя, пока без археологического сопровождения;
- многочисленной и выразительной коллекцией археологического материала нижних культурных слоев, давших свидетельства ранее неизвестной культурной традиции, связанной с первичным распространением человека современного антропологического облика;
- созданной в результате многолетней работы аналитической базе исследования, включающей три пыльцевые диаграммы, колонку палеомагнитной изменчивости, результаты почвенного и геохимического анализа, серию из более чем 80 радиоуглеродных и почти 50 OSL-RSL датировок.

Вдобавок к этому, благодаря анализу ДНК (Krause et al., 2010; Seguin-Orlando et al., 2014) и новым определениям возраста (Marom et al., 2012) первостепенное значение приобретает погребение, открытое в 1954 г. под III культурным слоем, являющееся на настоящий момент наиболее древним погребением современного человека с четко выраженной обрядностью.

Принципиальное значение для понимания стратиграфии Костенок 14 и всех памятников группы имеет наличие двух хронологических реперов: прослойки вулканического пепла и палеомагнитного экскурса в одной из погребенных почв под ним. Происхождение первого надежно связывается с извержением кампинийских игнимбритов (CI – Campanian Ignimbrite) - вулканической системы Флегрейский полей в Южной Италии (Мелекесцев и др., 1984; Pyle et al., 2006; Giaccio et al., 2006; 2008; Oppenheimer, 2011) в хронологических рамках 39.3-39.6 тыс. лет до н.д. (Ton-That et al., 2001; Fedele et al., 2003). В отношении палеомагнитного экскурса Лашамп-Каргополово проявляется тенденция к сужению его хронологических рамок и "омоложению" до 41 тыс. лет до н.д. (Nowaczyk et al., 2012).

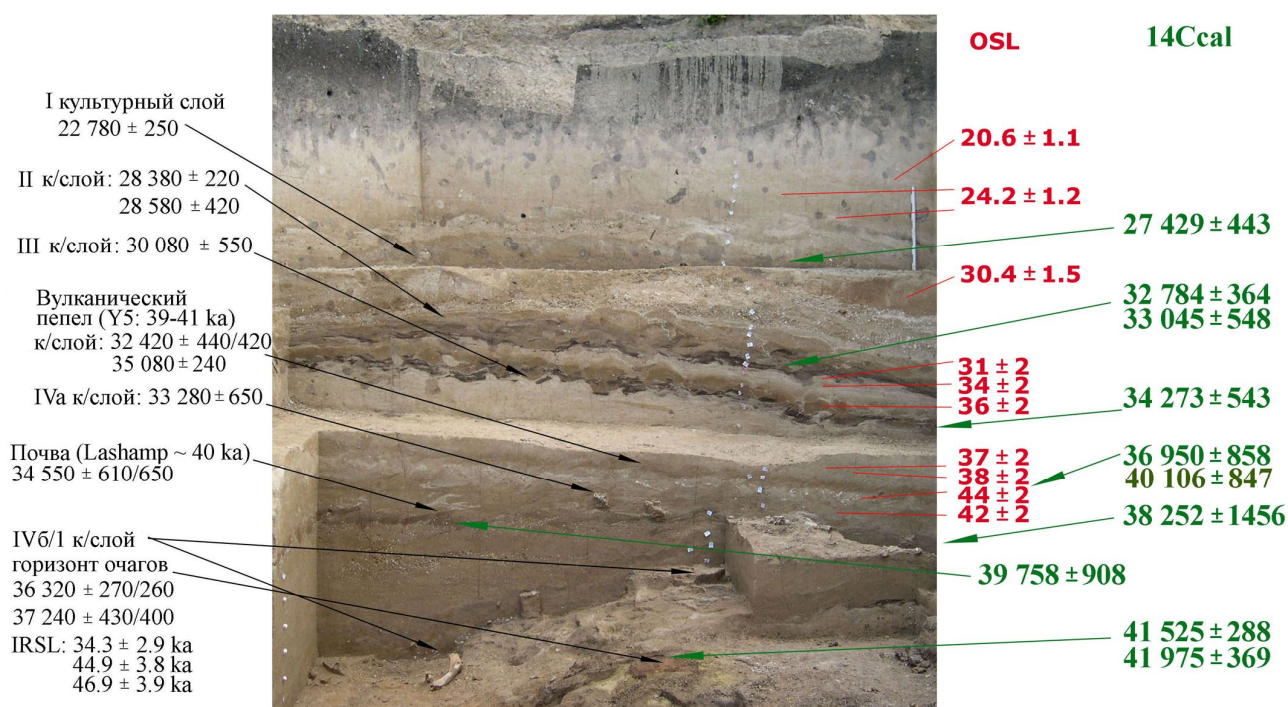


Рис. 1. Костенки 14 (Маркина гора). Восточный участок. Разрез южной стенки. Слева: положение культурных слоев и радиоуглеродные даты. Справа: OSL даты и калиброванный C14 возраст.

В условиях открытия новых культурных слоев между известным, для их обозначения, единственно возможным оказалось введение, наряду со сложившимся порядковым обозначением (I, II, III, IV, IVa, IVб) (Рогачев, 1957; Sinitsyn, 1996), описательной номенклатуры: "слой в пепле" (между III и IVa культурными слоями), "горизонт мамонта", "горизонт в почве с экскурсом" (между IVa и IVб), "горизонт очагов" (как нижний горизонт культурного слоя IVб) (Синицын, 2009; 2015).

Культурные слои вех стратиграфических подразделов Костенок 14 разнокультурны, что характерно для всех многослойных стоянок Костенковской группы.

Покровные суглинки: I культурный слой.

Календарный возраст слоя определяется интервалом 27.0-28.0 ka cal BP (здесь и далее калибровка дана по программе CalPal-07) на основании радиоуглеродных дат 22 780 ± 250 (OxA-4114) (cal: 27 429 ± 443) по кости и 22 940 ± 100 (GrA-46676) (cal: 27 543 ± 428) по древесному углю. Культурная принадлежность определяется выраженными технико-типологическими показателями костенковско-авдеевской культуры, включая серию типичных наконечников с боковой выемкой и "ножа костенковского типа".

Верхняя гумусовая толща: II и III культурные слои.

На основании специфического кремневого и костяного инвентаря, материалы II культурного слоя относятся к городцовой археологической культуре. Время существования слоя определяется рамками 33.0-34.0 ka cal BP на основании радиоуглеродных дат 28 580 ± 420 (OxA-4115) (cal: 33 045 ± 548) по кости и 29 240 ± 330/320 (GrA-13312) (cal: 33 644 ± 383) по древесному углю. Проблема культурной принадлежности III культурного слоя остается дискуссионной из-за отсутствия в его инвентаре специфических признаков. Возраст определяется рамками 33.8-35.2 ka cal BP на основании радиоуглеродных дат 30 080 ± 590/550 (GrN-21802) (cal: 34 277 ± 517) и 31 760 ± 430/410 (GrA-13288) (cal: 35 779 ± 641) по древесному углю.

Погребение под III культурным слоем.

Погребение под III культурным слоем на западном участке памятника, со времени его открытия в 1954 г. (Дебец, 1955), считалось древнейшим в Восточной Европе погребением человека современного физического облика. После неудачных попыток прямого датирования

древний возраст погребения получил подтверждение датой $33\,250 \pm 500$ (OxA-2395-15) (Marom et al., 2012), в калиброванном виде дающей значения 36.9-38.8 тыс. лет. На настоящий момент, наиболее вероятным представляется связь погребения со слоем "в вулканическом пепле" (горизонт в пепле - ГП).

Вулканический пепел. Культурный слой в вулканическом пепле (ГП).

Ориньякский облик кремневого инвентаря культурного слоя, связанного с отложениями вулканического пепла (Sinitsyn, 2003), подтверждается серией украшений, характерных для ряда ориньякских памятников Западной Европы (Sinitsyn, 2010-2011). Время существования определяется радиоуглеродной датой по углю $35\,080 \pm 240$ (OxA-19021) (Douka et al., 2010), в калиброванном виде дающей рамки 39.3-40.9 тыс. лет до н.д., соответствующей времени выпадения вулканического пепла.

Почвы под вулканическим пеплом. Культурные слои IVa, ГЭ, ГМ, IVб,

Три культурных слоя под пеплом на восточном участке стоянки связаны с тремя погребенными почвами, сохранившимися только в заполнении древнего овражка и отсутствующими за его пределами.

Культурный слой IVa представляет редкий для европейского палеолита тип стоянок – место забоя и первичной разделки туш стада лошадей (kill-site, butchering-site) в результате единоразовой загонной охоты. Его календарный возраст определяется интервалом 39.1- 41.0 тыс. лет до н.д. на основании радиоуглеродных дат по кости $34\,900 \pm 340$ (OxA-21871) (cal: $39\,987 \pm 848$) и $35\,270 \pm 350$ (OxA-21873) (cal: $40\,205 \pm 885$) (Wood et al., 2012).

Значение культурного слоя в "почве с экскурсом" (ГЭ – горизонт с экскурсом) определяется фиксацией в основании почвы, с которой он связан, магнитного экскурса, сопоставимого с Лашамп-Каргополово (Герник, Гуськова, 2002). Календарный возраст слоя определяется рамками 41-42 тыс. лет до н.д. на основании предварительной информации о датах $\sim 36\,200$ (OxA ABA) (cal: ~ 40) и ~ 38 (OxA BOx) (cal: > 41.0).

В слоистом заполнении овражной выемки под ГЭ расчищен полный скелет мамонта (ГМ – горизонт мамонта) без археологического сопровождения – остатки животного, погибшего естественной смертью (Петрова и др., 2016).

Наибольший интерес представляет нижний культурный слой памятника IVб, как наиболее древний и как свидетельство ранее неизвестной культурной традиции. Из слоя получена большая коллекция кремневого и костяного инвентаря, украшения, произведения фигуративного и декоративного искусства. Об антропологическом облике населения свидетельствует коронка зуба 10-летнего ребенка современного физического облика (*Homo sapiens sapiens*) (Зубов, 2004), на настоящий момент самого древнего свидетельства современного человека в Восточной Европе.

Поскольку на настоящий момент нет датировок слоя на основании современных методов очистки образцов, верхняя граница его функционирования определяется интервалом 41.4-42.3 тыс. лет до н.д. на основании дат по древесному углю: $36\,970 \pm 560$ (Beta-195966) (cal: $41\,841 \pm 408$) и $37\,240 \pm 430/400$ (GrA-10948) (cal: $41\,975 \pm 369$).

Нижний культурный слой западной части стоянки. IVw (west) (рис.2).

Сразу после открытия нижних культурных слоев на разных участках памятника в 1954 г. А.Н. Рогачевым было высказано предположение о возможной их принадлежности разным, не исключено, разнокультурным поселениям. На основании раскопок 2010-2015 г. на западном участке стоянки, это предположение получило неожиданное развитие. На уровне нижнего культурного слоя под вулканическим пеплом были вскрыты остатки структурированного поселения, включающего хозяйственную яму и остатки жилой конструкции. Кремневый инвентарь слоя оказался "редуцированным", представленным в основном нуклеидными разновидностями резцов – вторичных нуклеусов и полученными с них микропластинками при практически полном отсутствии орудий других категорий. Серия подвесок из раковин пресноводных и черноморских моллюсков свидетельствует в пользу различия культурных традиций, поскольку в нижнем культурном слое восточного склона мыса, на котором расположена стоянки, такие украшения отсутствуют.



Рис.2. Костенки 14 (Маркина гора). Западный участок. Разрез южной стенки. Положение культурных слоев. Возраст IVw2 культурного слоя.

Последовательность геологических и культурных отложений Костенок 14 на настоящий момент является наиболее полной и детальной для палеоклиматических и культурно-исторических реконструкций периода 42-27 тыс. лет до н.д. палеолита Восточной Европы.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 14-06-00295.

Список литературы:

Величко А.А. 1961. О возможностях геологического сопоставления районов палеолитических стоянок в бассейнах Десны, Дона и на территории Чехословакии // Вопросы стратиграфии и периодизации палеолита (к VI Конгрессу INQUA в Варшаве 1961). Ред. О.Н.Бадер, А.А.Величко, Н.К.Иванова, А.Н.Рогачев. Труды КИЧП, т. XVIII, М.: с. 50-61.

Величко А.А. 1963. Стоянка Спицына (Костенки XVII) и ее значение для решения основных вопросов геологии Костенковско-Боршевского района // Борисковский П.И. Очерки по палеолиту бассейна Дона. МИА, 121. М.-Л.: с. 201-219.

Величко А.А., Писарева В.В., Седов С.Н., Сеницын А.А., Тимирева С.Н. 2009. Палеогеография стоянки Костенки-14 (Маркина гора). // Археология, этнография и антропология Евразии, 4 (40), Новосибирск: с. 35-50.

Величко А.А., Рогачев А.Н. 1969. Позднепалеолитические поселения на Среднем Дону // Природа и развитие первобытного общества на территории Европейской части СССР (к VIII Конгрессу INQUA, Париж, 1969) Ред. И.П.Герасимов, М.: с. 75-87.

Герник В.В., Гуськова Е.Г. 2002. Палеомагнитные характеристики отложений разреза ст. Костенки 14 (Маркина гора) // Особенности развития верхнего палеолита Восточной Европы. Ред. А.А. Сеницын, В.Я. Сергин, Дж. Ф. Хоффекер. – Костенки в контексте палеолита Евразии. – Труды Костенковской экспедиции ИИМК РАН, серия: Исследования, вып.1. – СПб., – С. 247-249.

Дебеч Г.Ф. 1955. Палеоантропологические находки в Костенках // СЭ, №1, с. 43-53.

Зубов А.А. 2004. Палеоантропологическая родословная человека. М.: Россельхозакадемия, 551 с.

Лазуков Г.И. 1957а. Геология стоянок Костенковско-Боршевского района // МИА, 59, М.-Л.: с.135-173.

- Лазуков Г.И. 1957. Природные условия эпохи верхнего палеолита в Костенковско-Боршевском районе // СА, № 3. с. 84-104.
- Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Праслов Н.Д. 1984. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) – возможный источник вулканического пепла в позднелейстоценовых отложениях Европейской части СССР // Вулканология и сейсмология, № 3, с. 35-44.
- Петрова Е.А., Бузова Н.Д., Синицын А.А. 2015. Скелет мамонта (*Mammuthus Primigenius*) из верхнепалеолитической стоянки Костенки 14 (Маркина гора), Европейская Россия // Труды Зоологического института РАН, том 319, №3, с. 378-400.
- Рогачев А.Н. 1957. Многослойные стоянки Костенковско-Боршевского района на Дону и проблема развития культуры в эпоху верхнего палеолита на Русской равнине // МИА, 59, М.-Л.: с. 9-134.
- Рогачев А.Н. 1961. Некоторые вопросы стратиграфии и периодизации верхнего палеолита Восточной Европы (о принципе географической стратиграфии при изучении палеолита). // Вопросы стратиграфии и периодизации палеолита (к VI Конгрессу INQUA в Варшаве 1961) Ред. О.Н.Бадер, А.А.Величко, И.К.Иванова, А.Н.Рогачев. Труды КИЧП, т. XVIII, М.: с. 40-45.
- Седов С.Н., Хохлова О.С., Синицын А.А., Коркка М.А., Русаков А.В., Ортега Б., Соллейро Э., Розанова М.С., Кузнецова А.М., Каздым А.А. 2010. Позднелейстоценовые палеопочвенные серии как инструмент локальной палеогеографической реконструкции (на примере разреза Костенки 14) // Почвоведение, № 8, с. 938-955.
- Синицын А.А. 2009. Новые открытия в Костенках и проблема становления верхнего палеолита в Восточной Европе // Археологические открытия 1991-2004 гг. Европейская Россия. Ред. А.Н.Макаров. М.: с. 43-53.
- Синицын А.А. 2015. Костенки 14 (Маркина гора) – опорная колонка культурных и геологических отложений палеолита Восточной Европы для периода 27-42 тыс.лет (GS-11–GI-3) // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований. Ред. Г.А.Хлопачев. Замятинский сборник, вып. 4. СПб.: МАЭ РАН, с. 40-59.
- Douka K., Higham T., Sinitsyn A. 2010. The influence of pretreatment chemistry on the radiocarbon dating of Campanian ignimbrite-aged charcoal from Kostenki 14 (Russia). // Quaternary research, vol. 73, pp. 583-587.
- Fedele F.G., Giaccio B., Orsi R.I., Orsi G. 2003. The Campanian Ignimbrite Eruption, Heinrich Event 4, and Palaeolithic Change in Europe: a High-Resolution Investigation // Volcanism and Earth's Atmosphere. Geophysical Monograph, № 139, pp. 301-325.
- Giaccio, B., Hajdas I., Peresani, M., Fedele, F.G., Isaia, R. 2006. The Campanian Ignimbrite and its relevance for the timing of the Middle to Upper Palaeolithic shift // When Neanderthals and Modern Humans Met. Ed. N.J. Conard, Tübingen: pp. 343-375.
- Giaccio B., Isaia R., Fedele F., Di Canzio E., Hoffecker J.F., Ronchitelli A., Sinitsyn A.A., Anikovich M.V., Lisitsyn S.N., Popov V.V. 2008. The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe // Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 177, pp. 208-226.
- Krause J., Briggs A.W., Martin Kircher M., Maricic T., Zwyns N., Anatoli Derevianko A., Pääbo S. A. 2010. Complete mtDNA Genome of an Early Modern Human from Kostenki, Russia // Current Biology, vol. 20, issue 3, pp. 231-236.
- Marom A., McCullagh J.S.O., Higham T.F.G., Sinitsyn A.A., and Robert E. M. Hedges R.E.M. 2012. Single amino acid radiocarbon dating of Upper Paleolithic modern humans. // PNAS, pp. 1-5.
- Nowaczyk N.R., Arz H.W., Frank U., Kind J., Plessen B. 2012. Dynamics of the Laschamp geomagnetic excursion from Black Sea sediments // Earth and Planetary Science Letters, № 351-352, pp. 54-69.
- Oppenheimer C. 2011. Eruptions that shook the World, Cambridge University Press, 409 p.
- Pyle D.M., Ricketts G.D., Margari V., van Andel T.H., Sinitsyn A.A., Praslov N.D., Lisitsyn S. 2006. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene 'Campanian Ignimbrite/Y5' eruption, Italy // Quaternary Science Review, vol. 25, pp. 2713-2728.
- Seguin-Orlando A., Korneliussen T.S., Sikora M., Malaspina A-S., Manica A., Moltke I., Albrechtsen A., Ko A., Margaryan A., Moiseyev V., Goebel T., Westaway M., Lambert D., Khartanovich V., Wall J.D., Nigst Ph.R., Foley R.A., Lahr M.M., Nielsen R., Orlando L., Willerslev E. 2014. Genomic structure in Europeans dating back at least 36,200 years // Science, № 346, pp. 1113-1118.

Sinitsyn A.A. 1996. Kostenki 14 (Markina gora): data, problems, and perspectives // *Préhistoire Européenne*, vol. 9, Liège: pp. 273-313.

Sinitsyn A.A. 2003. A Palaeolithic 'Pompeii' at Kostenki, Russia // *Antiquity*, vol. 77, N. 295, pp. 9-14.

Sinitsyn A.A. 2010-2011. Figurative and decorative art of Kostenki: chronological and cultural differentiation // CLOTES J. (dir.), *L'art pléistocène dans le monde / Pleistocene art of the world / Arte pleistoceno en el mundo*, Actes du Congrès IFRAO, Tarascon-sur-Ariège, septembre 2010, Symposium "Art mobilier pléistocène". – N° spécial de *Préhistoire, Art et Sociétés, Bulletin de la Société Préhistorique Ariège-Pyrénées*, LXV-LXVI, CD : pp. 1339-1359.

Ton-That T., Singer B., Paterne M. 2001. 40Ar/39Ar dating of latest Pleistocene (41 ka) marine tephra in the Mediterranean Sea: implications for global climate records // *Earth and Planetary Science Letters*, № 184, pp. 645-658.

Wood R.E., Douka K., Boscato P., Haesaerts P., Sinitsyn A., Higham T.F.G. 2012. Testing the ABOx-SC method: Dating known-age charcoals associated with the Campanian Ignimbrite. // *Quaternary Geochronology*, vol. 9, pp. 16-26.

Список сокращений:

КИЧП – Комиссия по изучению четвертичного периода. М.

МИА – Материалы и исследования по археологии СССР. М.-Л.

СА – Советская археология. М.

СЭ – Советская этнография. М.

PNAS – Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. Boston

О РАСПРОСТРАНЕНИИ И РАЗВИТИИ КУЛЬТУР ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ (БЁЛЛИНГ – ДРИАС III) НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Г.В. Синицына

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
gv-sinitsyna@yandex.ru

ON THE DISTRIBUTION AND EVOLUTION OF THE LATE GLACIAL (BÖLLING – DRYAS III) CULTURES IN THE NORTH-WESTERN RUSSIAN PLAIN

G.V. Sinitsyna

Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

Первоначальное заселение территории северо-запада Русской равнины после освобождения от ледникового покрова представлено материалами стоянок эпиграветтской традиции. Последующее освоение человеком территории было поэтапным, проходило путём включения механизмов адаптации, что было напрямую связано с изменением среды обитания, ритмичными колебаниями климата на рубеже геологических периодов бёллинг – дриас III.

В верховьях Днепра на эпиграветтской основе формируется грнская культура в хронологических рамках аллеред-дриас III, возраст которой в настоящее время подтвержден данными палеомагнитного анализа и геоморфологии стоянки Вышегора I, расположенной у истоков Днепра, в Смоленской области. По мнению Ю. А. Лаврушина (Синицына и др., 2012) в районе стоянки Вышегора I обнаружен полигональный микрорельеф, который, следуя классификации мерзлотоведов, надо рассматривать как реликтовый. Здесь зафиксировано непрерывное развитие материальной культуры, аналогичное историческим процессам, характерным для южных территорий, где отмечено развитие граветтских комплексов на значительном хронологическом отрезке.

В верховьях Волги наиболее ранние датированные памятники известны по материалам многослойной стоянки Баранова гора и Подол III. Стоянки находятся на узкой наклонной площадке между озером Волго и прилегающим коренным склоном, сложенным

известняками карбонового возраста. Ю.А. Лаврушиным (Синицына и др., 2012) была установлена последовательность генетически разнородных отложений – озерных, пролювиальных, горизонтов почвообразования – и связанных с ними культурных слоев. Исследования данных отложений и установление их хронологии в целом позволяют реконструировать уровень воды в озере Волго (Волге) в разные периоды.

В верховьях Волги материал Барановой горы из отложений бёллинга приурочен к гумусированным маломощным, небольшого размера, пятнам расплывчатых очертаний. Спорово-пыльцевой спектр этих отложений отражает ксерофитную перигляциальную фазу развития растительности с господством ели и сосны, скорее всего, отвечая заключительным фазам развития валдайского оледенения и характеризуя конечный этап межстадиала бёллинг (Синицына и др., 2009). Коллекция кремневого инвентаря, происходящая из отложений времени бёллинга, немногочисленна. Следующий эпизод заселения стоянки связан со временем дриаса II и представлен археологическим материалом типа Акулово из гумусированных прерывистых линз, расположенных на участке ниже по склону от участка с отложениями, сформированными в бёллинге. По Е. А. Спиридоновой (Синицына и др., 2009) в это время наряду с открытыми пространствами существовали небольшие перелески из березы и сосны с элементами перигляциальной флоры. Коллекция археологического материала выразительна по составу орудий, технике расщепления и четко отличается от материалов в нижележащих (бёллинг) и вышележащих (аллерёд) отложениях. Отличия прослеживаются по типу используемого кремня (моносырьевая база), по размерам заготовки, а также по технике вторичной обработки и типологии орудий. Наиболее полно на этих памятниках представлен материал подольской культуры технокомплекса бромме-лингби, существовавший с конца аллерёда и в молодом дриасе. Картографирование памятников культурной традиции бромме позволяет выделить восемь локальных объединений (Синицына, Синицын, 2002). В аллерёдское время технокомплекс бромме получает распространение на очень широкой территории и, скорее всего, его широтное распространение было связано с миграцией населения. В пользу этого свидетельствует прерывистый характер выделенных локальных групп, что не свойственно диффузионным процессам. Технокомплекс бромме-лингби выделен на основе целого ряда типологических, технологических, хозяйственных и экологических особенностей. В основе его идентификации лежит присутствие черешкового наконечника со строго определенными техническими, формальными и параметрическими показателями. По мнению датских исследователей П. Петерсена и Л. Иохансен (Petersen, Johansen, 1996) экономика культуры бромме базировалась на охоте на северного оленя при наличии на стоянках остатков представителей лесной фауны: лося, гигантского оленя, бобра, росوماхи, косули. Стоянки культуры бромме в большом количестве располагались вдоль миграционных коридоров северного оленя, у границы леса (наиболее известный миграционный коридор: Сольбьерг–Вестерборг–Кнудхвед). Да и в материалах стоянки Бромме состав палеофауны, где присутствуют остатки лося, северного оленя, бобра, росوماхи, лебедя, щуки, также отражает специфику экониши переходного периода. Считается, что пути миграций охотников на северного оленя были относительно постоянными и происходили в возвратной форме. При этом предполагается, что миграции населения были сезонными, вслед за оленем: весной двигались в северном направлении, а осенью — в южном. Интенсивность миграций связывается также с периодом отела животных в открытой тундре. Стоянки концентрировались у переправ, где животные были наиболее легкой добычей. Население бромме было адаптировано к изобилию кремня на моренных землях Скандинавии. Скорее всего, специфика экониши аллерёда–дриаса III определила и специфику одновременного сосуществования различных типов адаптации на протяжении тысячелетия в периоды аллерёда и дриаса III.

Для периода дриаса III характерна поликультурность. В это время существует мазовецкая (свидерская) культура, памятники которой в большом количестве представлены на территории Польши, Литвы, Белоруссии, Украины. Возраст их относится к дриасу III и пребореалу. По мнению исследователей (Sulgostowska, 2005; Zagorska, 1996) территория

распространения мазовецкой культуры занимает восточную часть Среднеевропейской равнины и западную часть Восточно-Европейской равнины, охватывая возвышенность и северные склоны Судет и Карпатских хребтов. На западе проведена достаточно четкая граница по р. Одер, разделяющей область распространения свидерской культуры от области распространения аренсбургской. Стоянки располагаются в различных природно-климатических зонах. Исследователями выявлены источники сырья, дана их характеристика, выделены сырьевые провинции. В итоге все стоянки были разделены по соотношению местного и импортного сырья на памятнике. Установлено, что сырье распространялось на расстояние, превышающее 200 км. Самая дальняя стоянка, куда было принесено кремневые сырье из Польши (шоколадный кремль), – это стоянка Саласпилс Лаукскола недалеко от Риги, около 700 км к северо-востоку от месторождения (Sulgostowska, 2005). По мнению З. Сульгостовской маршруты, по которым распространялось сырье, проходили вдоль рек Неман, Нарва, Припять и Днепр, а также вдоль берегов Балтийского моря, которое в конце плейстоцена было закрытым озером.

На северо-западе Русской равнины пока нет комплексно исследованных свидерских памятников. Возраст стоянки Лукашенки в бассейне Западной Двины, атрибутированной как свидерская, определен сравнительно-типологическим анализом (Желтова, 2003), также как и Марьино IV в бассейне Шексны (Косорукова, 2000). Единственный фрагмент свидерского наконечника на стоянке Подол III/2 не имеет контекста. Он сделан из черного кремня и может быть датирован только по аналогии с другими памятниками. Единичные находки наконечников стрел свидерского типа отмечены на верхневолжских озерах, при этом на местонахождении Залозье 4 отложения, в которых был найден наконечник, продатированы пребореальным временем. Возможно, в районе западной Двины и Верхневолжских озер будет выявлен комплекс стоянок свидерской культуры ее позднего этапа.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 14-06-00295

Список литературы:

Желтова М.Н. 2003. Кремневые индустрии памятников финального палеолита и мезолита бассейна реки Усвяты // Древности Подвинья: исторический аспект. СПб.: изд-во ГЭ, с. 27-39.

Косорукова Н.В. 2000. Мезолитические памятники в бассейне р.Шексны // Тверской археологический сборник. Ред. И.Н. Черных, вып. 4, Тверь: изд-во ТГОМ, с. 52-70.

Синицына Г.В., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. 2012. Геоархеологические объекты финального палеолита: Баранова гора, Подол III/1, Вышегора I на великом водоразделе Волги и Днепра // Феномен геоархеологической многослойности Байкальской Сибири. 100 лет Байкальской научной археологии: материалы Всерос. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня открытия Б.Э. Петри Улан-Хады. (Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры), вып. 1, Иркутск: изд-во ИГУ, с. 192 – 204.

Синицына Г.В., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е. А., Гуськова Е. Г., Распопов О. М., Иосифиди А. Г. 2009. О хронологии археологических материалов и возрасте вмещающих отложений многослойной стоянки Баранова Гора в Тверской области // Тверской археологический сборник, вып. 7. Ред. И.Н. Черных, Тверь: изд-во ТГОМ, с. 52-70.

Синицына Г.В., Синицын А.А. 2002. Локальные варианты технокомплекса бромме. // Верхний палеолит - верхний плейстоцен: динамика природных событий и периодизация археологических культур. СПб.: изд-во ИИМК РАН, с. 153 - 158.

Petersen P. V., Johansen L. 1996. Tracking Late Glacial reindeer hunters in eastern Denmark. // The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas (ed. by L. Larsson). //Acta Archaeologica Ludensia. Series in 80, № 24, Stockholm: pp. 75 -88.

Sulgostowska Z. 2005. Kontakty społeczności późnopaleolitycznych i mezolitycznych między Odrą, Dźwiną i Górnym Dniestrem. Studium dystrykcji wytworów ze skał krzemionkowych. Warszawa: 344 p.

**НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ
ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ЗАБОЛОТСКОГО ТОРФЯНИКА
(МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ)**

А. Н. Сорокин

ФГБУН Институт археологии РАН, Москва, Россия, ansorokin52@gmail.com

**SOME RESULTS OF THE STUDY
GEOARCHAEOLOGICAL OBJECTS IN THE ZABOLOTSKY PEAT BOG
(MOSCOW REGION, RUSSIA)**

A.N. Sorokin

Institute of Archaeology RAS, Russia

На территории Русской равнины располагается несколько десятков болотных памятников, имеющих общемировое значение. Геоархеологические объекты, расположенные на торфяниках, обладают особой исследовательской ценностью из-за их высочайшей информативности и уникальности. Их выделяет присутствие ярко выраженных погребённых почв, ненарушенная толща напластований, хорошая сохранность органических остатков, обилие находок и их последовательное залегание. Погребённые почвы и мощная торфяная толща служат важнейшими источниками информации о природной среде и её изменениях в течение длительного периода времени, что повышает в значительной мере информативность и самих геоархеологических источников. В работе предпринимается попытка ознакомить научное сообщество с исследованиями, которые были проведены Окской экспедицией ИА РАН на одном из наиболее перспективных и многообещающих мест Европейской России – Заболотском торфянике (Московская область).

Полигон приурочен к южной окраине Верхневолжской низменности. В эпоху максимума валдайского (вислинского) оледенения территория Верхневолжской низменности была покрыта водами Тверского приледникового озера. В процессе дегляциации на вепсовской стадии (около 15,5–14,5 тыс. л. н.) в юго-восточной части бывшей озёрной котловины сформировалась цепочка остаточных озёр, дренируемых руслом р. Пра-Дубна. Одним из них и было Заболотское палеозеро (Квасов, 1975; Возраст и распространение..., 1980; Палеогеография Европы..., 1982; Величко, Фаустова, 1989; Развитие ландшафтов и климата..., 1993; Величко, Дрёнова, Климанов и др., 2002; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009).

Заселение берегов Заболотского палеозера произошло в финальном плейстоцене (около 13,0–12,5 тыс. л. н.) носителями рессетинской культуры (Среда обитания..., 2002). Позднее здесь обитало население задне-пилевской, верхневолжской, льяловской, волосовской и фатьяновской культур. Всего в пределах Заболотского полигона выявлено не менее 25 геоархеологических объектов, наиболее интересные результаты были получены в процессе раскопок многослойной стоянки и могильника Замостье 5 и стоянки-могильника Монино 2 (Сидоров, Сорокин, 1997, 1998, 2001; Sidorov, Sorokin, 2000, Сорокин, 2000, 2009, 2011, 2014).

Стоянка и могильник Монино 2

Особое внимание к Монино 2 объясняется тем, что здесь, помимо поселенческих слоёв рессетинской и задне-пилевской культур, впервые в Центральной России был открыт грунтовый могильник рубежа плейстоцена и голоцена. Процессы педотурбации и болотного оруденения привели к активизации диагенетических процессов, которые существенно изменили органическую составляющую кости и рога, что значительно затруднило прямое датирование образцов по коллагену, а также к значительным повреждениям фауны, костяных и роговых изделий. Однако и в таком виде они представляют значительный интерес.

Судя по результатам дешифровки аэроснимка торфяника и почвенно-стратиграфического зондирования местности, геоархеологический объект Монино 2

приурочен к мысу, образованному левым (западным) берегом Пра-Дубны и южным берегом Заболотского палеоозера. В ходе изысканий 1997–2001 и 2006–2008 гг., было вскрыто свыше 500 кв. м площади и изучена жилая площадка, приуроченная к суходолу, и склон левого берега Пра-Дубны (Сорокин, 2009, 2011, 2014). В суходольной части имеются два культурных слоя, верхний приурочен к аллювиальному суглинку и содержит переотложенные разновременные находки, нижний – к голубоватому вивианитовому суглинку. В нём встречены исключительно финальнопалеолитические и мезолитические изделия (рессетинская и задне-пилевская культуры). На береговом склоне зафиксировано три культурных слоя; верхний аллювиальный с переотложенными разновременными находками, а два других (средний и нижний) связаны с прослойками сапропелей, переработанных вивианитом. Они включают мезолитические и финальнопалеолитические изделия. Повышенный интерес к Менино 2 вызван присутствием грунтового могильника [Сорокин, 2009, 2011; Dobrovolskaya, Sorokin, 2012].

Наиболее древним в Менино 2 было погребение № 1. Реконструированная по изотопному составу кислорода фосфатов человеческих зубов этого погребения среднегодовая температура оказалась на 10°C ниже современной, что соответствует концу ледникового времени (Dr 3) (Среда обитания., 2002). К сожалению, прямое радиоуглеродное датирование из-за отсутствия коллагена в кости оказалось безрезультатным. По почвенному материалу грубогумусовой, переработанной педотурбацией кислой почве, взятой из нижней части погребальной ямы, была получена дата 9460 ± 110 (ГИН-12024), которая противоречит прямому изотопно-кислородному датированию и хорошо оттеняет факт омоложения возраста почвенного образца.

Погребение № 2 залегало в погребённой почве II почти чёрного цвета с включениями вивианита. Ее прямое радиоуглеродное датирование также оказалось неудачным (Среда обитания., 2002). Образец почвы, отобранный рядом с черепом, дал возраст 7760 ± 300 (ИГАН-2070), или 8982 cal. BP. Образцы, взятые рядом из стенки раскопа, имеют разброс от 6040 ± 90 (ГИН-12026) и до 2690 ± 40 (Grn-21292) (Грачева и др., 2006). Разброс дат вызван присутствием криотурбаций в виде полигональных трещин, разбивших нижний культурный слой, и активной деятельностью почвенной мезофауны, из-за чего поздняя органика оказалась в более древних напластованиях.

Анализ сохранности коллагена из погребений № 3 и № 4, осуществлённый в Лаборатории радиоуглеродного акселераторного (AMS) датирования Оксфорда (ORAU), показал крайне низкое его содержание в образцах (0,13%), указывающее на значительные диагенетические процессы, существенно изменившие органическую составляющую кости. Столь же неудачной оказалась и попытка выделения коллагена из компактной части трубчатых костей в Институте молекулярной генетики РАН. В результате прямое датирование по выделяемому коллагену оказалось невозможным.

В то же время по образцам погребений № 3 и № 4, отданным в Киевскую радиоуглеродную лабораторию Института геохимии окружающей среды, коллагена было выделено, по сведениям Н.Н. Ковалюха, чрезмерное количество. Однако возраст обоих погребённых оказался достаточно молодым (погребение № 3 - 6500 ± 150 л. н. или 5750–5050 calBC, Ki - 16077; погребение № 4 - 6300 ± 150 л. н. или 5550–4850 calBC, Ki – 19080). Эти результаты противоречат данным, полученным ранее, а также образцу из захоронения собаки, который был препарирован в Институте акселераторного анализа в г. Кавасаки (Япония), где значения коллагена, несмотря на молодой возраст этого образца (3494 ± 30 л. н. или 1900–1740 calBC, IAAA-123876), также оказались ниже допустимых (0,12%). Судя по тому, что этикетки транспортировались на Украину отдельно от костного материала, при камеральной обработке образцов в Киевской радиоуглеродной лаборатории они были, по-видимому, перепутаны. В настоящее время из Японии ожидаются повторные результаты анализа этих захоронений.

Морфологический вариант популяции Минино 2 наиболее часто встречается на севере Восточной Европы и представлен в группах мезолитического и верхнепалеолитического населения (Добровольская, 2012).

Не меньше проблем возникает и при изучении поселенческих слоёв в Минино 2. Процессы почвенной дистурбации и криогенеза проявились в том, что вивианитовый суглинок был разбит морозобойными трещинами, заполненными впоследствии супесью. По данным почвенного (Р.Г. Грачева, ИГАН) и фитолитного (А.А. Гольева, ИГАН) анализов вивианит и разбившие его трещины вторичны по отношению к культурному слою (слоям) (Грачева и др., 2006). При этом начало почвообразования относится к концу ледникового, а его окончание – к атлантическому времени. Почвообразование протекало при отсутствии избыточного переувлажнения (Среда обитания., 2002).

Оторфованный суглинок, перекрывающий нижние слои и образовавший верхний культурный слой, является аллювием, отложенным холодными, быстро текущими водами. При его формировании верх погребённой почвы (горизонты А–А2 и верхняя часть горизонта А2В) был смыт. Сохранившаяся часть толщи представлена хорошо дифференцированной почвой подзолистого типа (Среда обитания., 2002; Vandenberghe et al., 2010; Gracheva et al., 2015). Верхний аллювиальный культурный слой сформировался в эпоху бронзы (2900–3200 л. н.).

Стоянка и могильник Замостье 5

Памятник приурочен к правому искусственному берегу р. Дубны в 100 м к югу от устья её правобережного притока р. Сулать. Его уникальность определяется тем, что на нём обнаружено не менее девяти культурных слоёв – случай беспрецедентный для геоархеологических объектов Русской равнины (Сидоров, Сорокин, 1997, 1998; Sorokin, 1998; Sidorov, Sorokin, 2000). До материка удалось вскрыть лишь 60 м² и пройти суходольные напластования и слои водно-аккумулятивного генезиса. Колонка древностей геоархеологического объекта Замостье 5 охватывает возраст от 3,0 до 12,5 тыс. л. н.

Самый верхний слой 1 аллювиального происхождения содержит переотложенные разновременные находки. Слои 2–4 связаны с суходольными отложениями и представляют собой жилые площадки поселений эпохи бронзы (фатьяновская культура) и развитого неолита (ляловская культура). Наиболее выразительны среди них слои 3 и 4 с материалами ляловской культуры, включающие пласты кухонных куч с развалами десятков сосудов, скоплениями костей, раковин и обожженных камней. На «ляловский горизонт» оказался спроецирован могильник волосовской культуры, в котором было исследовано пять погребений. Судя по данным микроэлементного анализа, выполненного М.В. Добровольской, женщины питалась рыбой, продуктами зоособирательства (моллюски, ракообразные, насекомые) и растительной пищей. Мужской рацион состоял преимущественно из мяса наземных позвоночных, хотя растительный компонент также присутствовал.

Под суходольными отложениями в Замостье 5 залегают напластования водно-аккумулятивного генезиса (слои 5–9), сложенные сапропелями, ракушечником и растительным детритом. Они включают слой 5 ляловской и слой 6 верхневолжской неолитических культур, слои 7 и 8 с материалами задне-пилевской мезолитической культуры и слой 9 с находками рессетинской финальнопалеолитической культуры. Основываясь на материалах стоянок Замостье 5 и Минино 2, можно вполне определенно говорить о предшествовании материалов рессетинской культуры задне-пилевским древностям (Сорокин, 2011, 2014; Сорокин, Ошибкина, Трусов, 2009).

Насыщенность находками водно-аккумулятивных напластований невысока, но они весьма информативны, особенно для комплекса естественнонаучных исследований. Обсыхание днища Заболотского палеозера в пределах полигона началось не позднее 10330 ¹⁴С л. н. (Среда обитания., 2002; Vandenberghe et al., 2010; Gracheva et al., 2015) и было связано с концом относительно безлесного холодного поздне-последнего ледникового периода. На озёрных алевроитовых суглинках формируются первоначальные почвы – карбонатные

грубогумусово-аккумулятивные, в понижениях – глеевые. Заселение территории шло непосредственно вслед за обмелением озера. В отсутствие близких лесных массивов основным пищевым ресурсом являлась, по-видимому, рыба, что подтверждается как археологическими находками, так и результатами изотопных (C, N, O) исследований.

С пребореала до начала атлантического периода (9900-7760 ^{14}C л. н.) идёт постепенное облесение территории, расширяются еловые массивы, протекают процессы выщелачивания почв и формирования грубого гумуса. В почвенном покрове преобладают кислые потёчно-гумусовые почвы, что подтверждается данными фитолитного анализа, выполненного А.А. Гольевой (ИГАН).

Среди артефактов наибольший интерес представляет уникальная деревянная конструкция, найденная в слое 7. Это деревянный помост из плотно уложенных березовых жердей, опирающихся на две продольные лаги длиной до 5,2 м. Длина большинства поперечных лаг составляла около 2,5 м, однако четырех, полностью уцелевших, составляла 4,5 м. Их толщина была стандартной – около 10 см. Судя по всему, это была гать, по которой люди передвигались вдоль подтопленного берега водоёма к открытой воде или лодкам. Возможно, использование конструкции и в качестве причала.

Деревянная конструкция лежала на торфяных отложениях, возраст которых согласно данным спорово-пыльцевого анализа (определение Е.А. Спиридоновой, ИА РАН), был отнесён к бореалу. Перекрывающие помост напластования (слой 6) имеют атлантический возраст. Перерыв в осадконакоплении вызван размывом, который чётко прослеживается и в плане, и в профиле. Четыре образца по ^{14}C для помоста, полученные в лаборатории ГИН, определяют его возраст как 6500 и 7500 л. н. Восемь дат для перекрывающих и подстилающих помост отложений близки 7500 л. н., что позволяет считать две даты для помоста в 6500 л. н. омоложенными. Возраст около 7500 л. н. был подтвержден и датой 7440 ± 30 или $6440 \text{ calBC} - 6351 \text{ calBC}$ (84,1%) IAAA-123877, полученной в Институте акселераторного анализа г. Кавасаки (Япония). Это позволяет говорить о помосте как об одном из самых древних в мире.

В раннемезолитическом слое 8, залегающем в нижней части, встречены костяные рыболовные крючки плоские и с массивной спинкой, гарпуны, игловидные простые и вкладышевые наконечники стрел, каменная чуринга, наконечник копья из крупной кремнёвой пластины с плоской вентральной ретушью, грузила из галек, несколько отщепов и пластин. Одна из самых выразительных находок этого слоя – лезвийная часть полностью шлифованного сверлёного каменного топора, украшенного волнистым и ромбическим орнаментом по боковым граням, а также насечками по одному из рёбер. Возраст слоя 8 по образцу торфа составляет 8400 ± 100 л. н. (ГИН-8902).

В ракушечных прослойках и растительном детрите, непосредственно на алевроите – донные отложения ледникового озера, – залегает более древний, возможно финально-палеолитический, слой 9. В нём найдены рессетинский наконечник стрелы, каменное тесло, концевой скребок, каменные грузила с выемками для подвешивания, несколько пластин и отщепов, костяные игловидные простые и пазовые наконечники, зубчатые острия, рыболовные крючки, а также наконечники копий и рогатин.

На алевроитовом основании палеоозера обнаружены отдельные детритовые линзы, в которых найдены рыбы кости и несколько раздробленных косточек млекопитающих, что указывает на возможное присутствие на памятнике ещё одного слоя 10. Три образца из слоя 9 дали значения ^{14}C дат от 8200 ± 70 л. н. (ГИН-8899), 9210 ± 70 л. н. (ГИН-8900) до 9290 ± 180 л. н. (ГИН-8901), последовательно омолаживаясь к низу. А дата образца из горизонта 10 равняется 8310 ± 90 л. н. (ГИН-8901), что указывает на их явную инверсию. В дальнейшем предполагается использование радиоуглеродных дат, полученных по образцам из конструкций, но и они, как показала практика, нуждаются в строгой проверке.

В ходе изысканий 1996–2002, 2006–2008 гг. существенные проблемы возникли с почвенными образцами в Минино 2 и радиоуглеродной колонкой, полученной для нижних

слоёв геоархеологического объекта Замостье 5, Всё это настоятельно указывает на необходимость увеличения серии дат и поиска причин наблюдаемых противоречий.

Комплексные исследования на территории Заболотского торфяника, помимо собственно археологических методов, включали геоморфологические и почвенно-генетические исследования, методы четвертичной геологии, изотопно-кислородного и радиоуглеродного датирования, палинологический анализ, комплексный биоморфный анализ почв и минеральных отложений, изучение ботанического состава торфа и ряд других естественнонаучных методов. Разнообразие уникальных геоархеологических объектов, открытых в акватории Заболотского палеоозера, прекрасная стратиграфия отложений и отменная сохранность органических остатков делают этот полигон неоценимым для реконструкции палеосреды, ландшафта, жизнедеятельности человека и его облика. Не вызывает никакого сомнения, что только совместные усилия специалистов разного профиля смогут сохранить эти феноменальные источники для науки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Проект № 16-06-00078 «Естественнонаучные методы исследования геоархеологических объектов Европейской России».

Список литературы

Величко А.А., Дренова А.Н., Климанов В.А., Кременецкий К.Л. 2002. Изменения климата в Восточной Европе и Сибири на рубеже позднеледниковья и голоцена // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). К семидесятилетию Андрея Алексеевича Величко. М.: Институт географии РАН, с. 186-206.

Величко А.А., Фаустова М.А. 1989. Оледенение Восточно-Европейского региона СССР // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, с. 137-156.

Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. 1980. Отв. ред. И.П. Герасимов и А.А. Величко. М.: Наука, 212 с.

Грачева Р.Г., Сорокин А.Н., Малясова Е.С., Успенская О.Н., Сулержицкий Л.Д., Чичагова О.А. 2006. Культурные слои и погребенные почвы в условиях заболоченных задровых равнин: возможности и ограничения методов археологических и природных реконструкций // Культурные слои археологических памятников. Теория, методы и практика. Материалы научной конференции. Ред. С.А. Сычева, А.А. Узянов. М.: НИИ-Природа, с. 186-211.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. Атлас-монография: Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен - элементы прогноза. 2002. Вып. 2. Общая палеогеография. Ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 232 с.

Добровольская М.В. 2012. Антропологические материалы из Менино 2 // Первобытные древности Евразии: к 60-летию Алексея Николаевича Сорокина. М.: ИА РАН, с. 307-326.

Квасов Д.Д. 1975. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 278 с.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография 1982. Ред. А.А. Величко. М.: Наука, 156 с.

Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас - монография 2009. Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 120 с.

Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза. Региональная палеогеография. 1993. Ред. А.А. Величко, вып. 1. М.: Наука, 103 с.

Сидоров В.В., Сорокин А.Н. 1997. Многослойное поселение Замостье 5 // Древности Залесского края. Материалы к международной конференции «Каменный век Европейских равнин». Сергиев Посад: с. 144-163.

Сидоров В.В., Сорокин А.Н. 1998. Раскопки многослойного поселения Замостье 5 // Тверской археологический сборник. Отв. ред. И.Н. Черных. Вып. 3. Тверь: с. 226-237.

Сидоров В.В., Сорокин А.Н. 2001. Многослойная стоянка Замостье 5 // Материалы международной конференции «Каменный век Европейских равнин: объекты из органических материалов и структура поселений как отражение человеческой культуры». Сергиев-Посад. 1-5 июля 1997. Сергиев-Посад: с. 142-146.

Сорокин А.Н. 2000. Заболотский торфяник: что сделано, что делать? // Тверской археологический сборник. Отв. ред. И.Н. Черных. Вып. 4. Т. 1. Тверь: с. 131-136.

- Сорокин А.Н. 2009. Заболотский торфяник: находки и проблемы // Археологические открытия 1991-2004 гг. Европейская Россия. Отв. ред. Н.А. Макаров. М.: ИА РАНС, с. 82-94.
- Сорокин А.Н. 2011. Стоянка и могильник Минино 2 в Подмосковье. М.: Гриф и К., 264 с.
- Сорокин А.Н. 2014. Стоянка и могильник Минино 2 в Подмосковье: костяной и роговой инвентарь. М.: ИА РАН, 448 с.
- Сорокин А.Н., Ошибкина С.В., Трусов А.В. 2009. На переломе эпох. М.: Гриф и К. 388 с.
- Среда обитания человека в голоцене по данным изотопно-геохимических и почвенно-археологических исследований (Европейская часть России). 2002. Отв. ред. В.И. Николаев. М.: Институт географии РАН. 189 с.
- Dobrovolskaya M.V., Sorokin A.N. 2012. Early Holocene Burials at Minino 2 (Moscow region, Russia): Humans and Surrounding // European Association of Archaeologists. 29 August – 1 September, 2012. Helsinki. Finland. Abstracts. P. 113.
- Sidorov V.V. Sorokin A.N. 2000. The discovery and investigation of a multi-layer settlement at Zamostje 5 on Russian Plain // Anglo-Russian Archaeology Seminar: Recording System for Archaeological Projects. Ed. by Timothy Darvill, Gennadii Afanas'ev, & Eileen Wilkes. Bournemouth and Moscow, p. 5-9.
- Sorokin A.N. 1998. Zamostje, Moscow Region, Russia: A wet landscape // Theoretical Archaeology Group. Annual conference 1997. Abstracts. Bournemouth University, pp. 54-56.
- Gracheva R., Vandenberghe J., Sorokin A., Malyasova E., Uspenskaya O. Mesolithic–Neolithic settlements Minino 2 and Zamostye 5 in their geo-environmental setting (Upper Volga Lowland, Central Russia) // Quaternary International. 2015. # 370. P. 29-39.
- Vandenberghe, J., Gracheva, R., Sorokin, A. 2010. Postglacial floodplain development and Mesolithic–Neolithic occupation in the Russian forest zone // Proceedings of the Geologists' Association, vol. 121, issue 2, pp. 229-237.
-

ПРИРОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА КОСТЕНКИ НА ДОНУ

Е.А. Спиридонова¹, Ю.А. Лаврушин²

¹ Институт археологии РАН, Москва, Россия, easpiridonova@mail.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия, lavrushin09@mail.ru

NATURAL PREREQUISITES FOR THE ORIGIN OF THE LATE PALEOLITHIC ARCHAEOLOGICAL CLUSTER AT KOSTENKI AT RIVER DON

E.A. Spiridonova¹, Yu.A. Lavrushin²

¹ Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Были развиты представления о том, что многослойные археологические памятники на Дону в районе с. Костенки находятся в отложениях селевых потоков, а не в делювии. Возраст памятников: примерно от 42 до 13,5 тыс. лет. Большинство памятников расположено в приустьевых частях крупных логов. Сосредоточенность памятников в пределах резко ограниченной территории послужила основанием выделения этой группы в качестве позднелептинеолитического Центра. Концентрация «поселений» человека позднего палеолита в данном месте была обусловлена богатыми ресурсами мясной и растительной пищи. Основная роль в создании богатых мясных ресурсов принадлежала экстремальным процессам, обусловленным селевым седиментогенезом. Отложения водогазовых селевых потоков привлекали мамонтов в качестве необходимой для них минеральной пищевой добавки. Гибель и ранения этих животных происходили при неожиданном экстремальном сходе селей. В межселевые этапы в тальвегах логов в мелководных остаточных водоемах и вблизи них возникали обширные заросли водно-прибрежной растительности, часть из которой как и мясо мамонтов, служила пищей для местного населения. Наличием елово-сосновой растительности на склонах логов и выходов ключей население обеспечивалось

топливом и питьевой водой. Консервативность пространственного расположения приустьевых частей логов обуславливала долговременную (около 30 тыс. лет) относительно комфортную привлекательность для сообществ древнего человека территории Покровского, Аносова и Александровского логов, образующих компактный Центр обитания. Вместе с тем, было установлено, что иногда в данном районе возникали антропогенные хиатусы. Наиболее продолжительный из них установлен для времени от максимума последнего оледенения, до начала второй половины позднеледникового. Не исключено, что с некоторыми хиатусами связана смена культур. В этом процессе значительную роль могли играть изменения климато-ландшафтных обстановок. В данном районе установлен специфический тип концентрации археологических артефактов в виде седиментологических шлейфов культурных слоев.

**ГОРНЫЕ АРХИВЫ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ
РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК КАРАХАЧ (МАЛЫЙ КАВКАЗ,
АРМЕНИЯ) И МУХКАЙ Па (СЕВ. КАВКАЗ, ДАГЕСТАН)**

Е.М. Столпникова^{1,2}, Н.О. Ковалева²,

¹ Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова, Москва, Россия,
opallada@yandex.ru

² Факультет Почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**MOUNTAIN PALEOECOLOGICAL RECORDS OF THE EARLY PALEOLITHIC SITES
KARAHACH (LESSER CAUCASUS, ARMENIA) AND MUHKAI Pa (NORTH
CAUCASUS, DAGESTAN)**

E.M. Stolpnikova^{1,2}, N.O. Kovaleva²

¹ A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Moscow, Russia

² Soil Science Faculty of MSU, Moscow, Russia

Несмотря на молодость горного рельефа, на выровненных плато и платообразных поднятиях сохраняются остатки стабильных поверхностей, на которых вскрываются стратифицированные археологические стоянки, педолитоседименты и идут процессы почвообразования. Однако палеопочвы представлены часто не серией горизонтов, а отдельно сохранившимися признаками, такими как железисто-марганцевые конкреции, оглеение, карбонатные новообразования и др. Задачей нашего исследования было выявить наиболее устойчивые почвенные свойства-индикаторы для восстановления ландшафтно-климатических условий раннего плейстоцена.

Объекты исследования расположены на территории Лорийского плато Армянского нагорья (Северная Армения) и изучены в ходе комплексной международной армяно-российской археологической экспедиции совместно с Институтом истории материальной культуры РАН и на левашинско-акушинской платообразной поверхности Гимрийского хребта Северного Кавказа (Внутренний Дагестан) (экспедиция ИА РАН). Оба объекта находятся на пути миграции древних людей с территории Африки через Кавказ в Европу и являются многослойными раннепалеолитическими стоянками. Между ними на территории южной Грузии располагается близкая по возрасту стоянка Дманиси. Во всех стоянках фиксируется палеомагнитный субхрон Олдувей 1,77-1,95 млн. л.н. По наличию мощных отложений галечного материала и его окатанности можно сказать, что обе исследуемые стоянки находились рядом с водоёмами или водными потоками.

Во время существования стоянок Армянском нагорье было вулканически активной поднимающейся областью, территория же Дагестана испытывала только тектоническое поднятие. В связи с этими особенностями стоянки представляют собой различный тип последовательностей: тефро-почвенные и лагунно-морские.

Стоянка Карахач на Лорийском плато исследовалась нами в 2010 и 2013 годах. Раскоп располагается на высоте 1800 м над ур. м. Культурные слои стоянки перекрыты мощными пеплово-вулканическими отложениями, представленными туфами, пемзой, датированными периодом 1,75-1,95 млн. л.н. (Presnyakov et.al., 2012). Археологические находки представлены орудиями раннего ашеля.

Для всех отложений, вскрытых карьером и раскопом, характерна слабокислая и кислая реакция среды (в вулканических отложениях pH_{H_2O} составило 5,6-6,0, а в выше и ниже лежащих слоях – 6,2-6,3), низкое содержание гумуса, за исключением верхних горизонтов чернозёма. Для раскопа наиболее информативными методами оказались: измерение изотопного состава органического углерода, магнитной восприимчивости, групповой состав фосфора (рис.1).

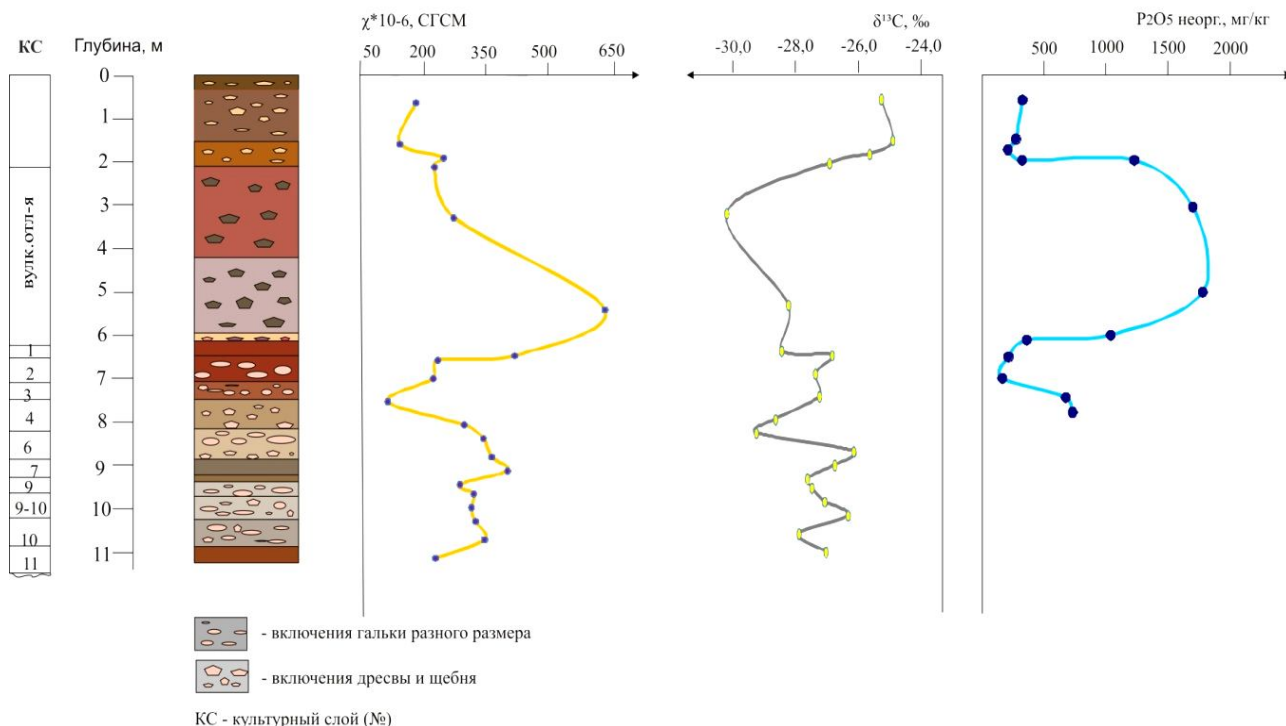


Рис. 1. Характеристика педолитоседиментов раскопа Карахач (Сев. Армения)

Данные анализа удельной магнитной восприимчивости и содержания неорганических форм фосфора отчётливо маркируют периодичность вулканической деятельности, а с ней – поступления вулканического материала в профиль. По данным магнитной восприимчивости выделяются три периода активизации вулканизма.

По морфологическим признакам (бурые суглинистые горизонты) и пониженным значениям магнитной восприимчивости выделяются два слоя со стабильной поверхностью, которые с определённой вероятностью можно назвать палеопочвами – КС1-2 и КС1-1. Изотопный состав этих горизонтов диагностирует гумидный климат с преобладанием С-3 растительности (-25,9-26,4 и -26,8‰). Надо сказать, что подобные почвы были зафиксированы нами и на соседнем Ширакском плато. В вулканогенных отложениях фиксируется облегчение изотопного состава углерода до -28,3‰, что, возможно, связано с поступлением более лёгкого изотопа С с метаном. Известно, что метан может иметь изотопные соотношения для углерода 30-50 и более ‰ (Галимов, 1968; Валяев и др., 2002), метан может синтезироваться при термокаталитическом разложении гумусового органического вещества (Юдович, Кертис, 2010).

Раскоп многослойной палеолитической стоянки Мухкай-Па расположен в Акушинском районе Дагестана на высоте 1629 м над уровнем моря в среднегорье. Раскоп вскрывает останец раннеплейстоценовых отложений с находками орудий олдована (Amirkhanov et. al., 2016). Исследуемые отложения представляют собой ритмичное переслаивание

известняковой гальки и рыжевато-бурого среднетяжёлого суглинка. Профиль всего раскопа содержит карбонатную пыль. pH водной суспензии из образцов отложений меняется в небольших пределах от слабощелочных (7,5-7,9) к щелочным значениям (8,1). Содержание органического углерода однородно по профилю раскопа и не превышает 0,1%. Тем не менее, исследуемые отложения содержат такие признаки почвообразования как наличие железисто-марганцевых конкреций, ходы мелких роющих животных. Наиболее информативными для характеристики палеоклимата и ландшафта оказались методы измерения изотопного состава углерода, магнитной восприимчивости и содержания легкорастворимых солей (рис.2).

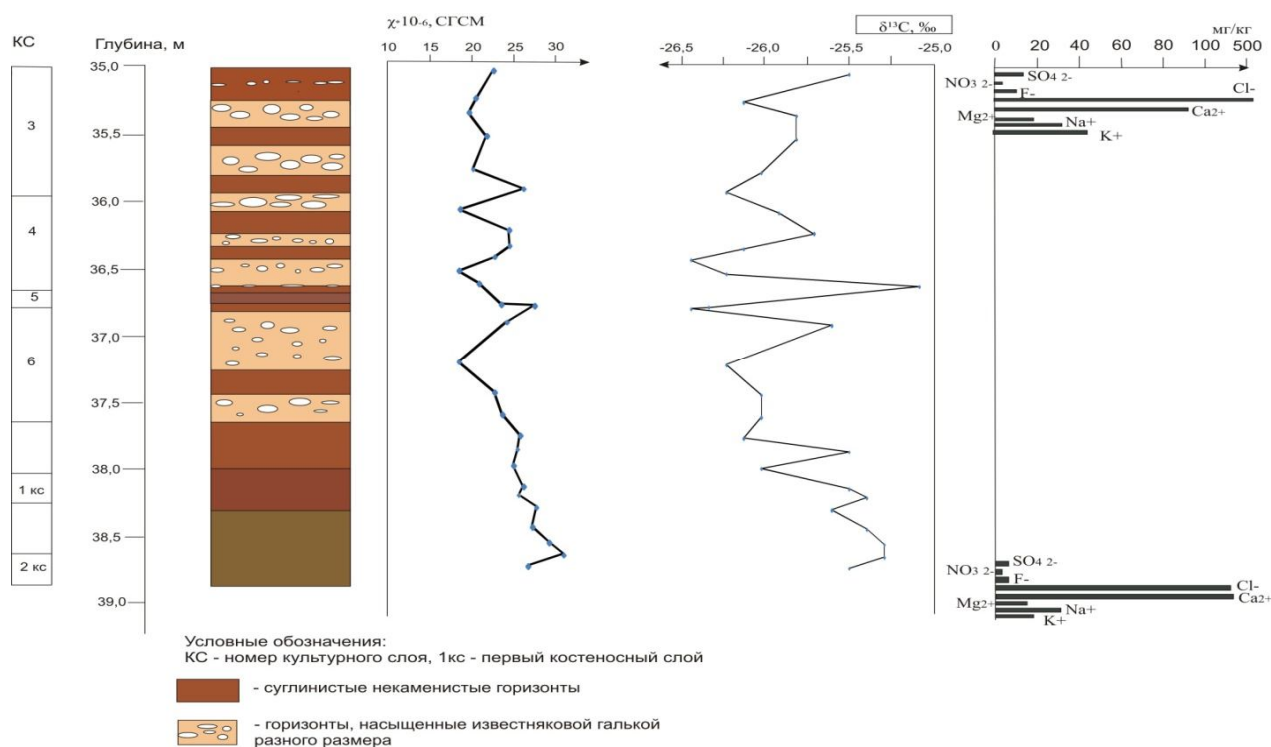


Рис. 2. Характеристика педолитоседиментов раскопа Мухкай-Па, 2014г.

Изотопный состав, несмотря на мощность исследуемой толщи (~4 м), достаточно однороден и изменяется в пределах -25,1 до -26,4‰, характеризую органическое вещество, как сформировавшееся под растительностью с С-3 типом фотосинтеза, которым обладают деревья и большинство луговой разнотравной растительности. Данные магнитной восприимчивости и наличие орштейнов диагностируют гидроморфные условия, с чередованием аэробных и анаэробных условий.

Уровень слоя 2013-2 стоянки Мухкай Па (2кс) характеризуется некоторым утяжелением изотопного состава углерода (до -25,3-25,2‰) и увеличением значений магнитной восприимчивости, что говорит о более стабильной обстановке с сухими периодами.

Анализ водной вытяжки в образцах из слоя 3 (35,21-35,35 м) и слоя 2013-2 стоянки Мухкай Па (38,62-38,68 м) показал, что данные слои содержат легкорастворимые хлориды и сульфаты калия и натрия. Тип засоления – хлоридный. Таким образом, исследуемые отложения формировались при участии слабозасоленной воды, а реконструируемый ландшафт был похож на современные прибрежные марши. Как известно, данная территория на тот момент не была выше, чем 500 м над ур. м. (Варданянц, 1948), и на неё могли влиять воды Каспийского моря, находившегося в фазе трансгрессии, формируя лагуны и лиманы.

Список литературы

- Amirkhanov H.A., Ozherelyev D.V., Sablin M.V., Agadzhanian A.K. 2016. Faunal remains from the Oldowan site of Muhkai II in the North Caucasus: Potential for dating and palaeolandscape reconstruction. // Quaternary International, vol. 395, pp.233-241.
- Presnyakov S.I., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Rodionov N.V., Antonov A.V., Saltykova A.K., Berezhnaya N.G., Sergeev S.A. 2012. Age of the earliest Paleolithic sites in the northern part of the Armenian Highland by SHRIMP-II U–Pb // Gondwana Research, №21, pp.928-938.
- Валяев Б.М., Г.А. Титков, М.Ю. Чудецкий 2002. О генезисе изотопно-лёгкого ($\delta^{13}\text{C}$, δD) метана нефтегазовых месторождений // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: изд-во ГЕОС, с. 108-134.
- Варданянц Л.А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: изд-во АН АрмССР, 184 с.
- Галимов Э.М. 1968. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: изд-во Недра, 226 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2010. Соотношения изотопов углерода в стратосфере и биосфере: четыре сценария. // Биосфера, т.2, №2, с. 231-246.

ПУТЬ НА СЕВЕР: ДРЕВНЕЙШИЕ МИГРАЦИИ ОЛДОВАНСКОЙ КУЛЬТУРЫ И ПЕРВИЧНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ ЕВРОПЫ ЧЕРЕЗ ЮГ РОССИИ

А.Л. Чепалыга

Институт географии РАН, Москва, Россия, tchepalyga@mail.ru

ROUTE TO THE NORTH: ANCIENT MIGRATIONS OF THE OLDOVANIAN CULTURE AND INITIAL PEOPLING OF EUROPE THROUGH THE RUSSIAN SOUTH

A.L. Chepalyga

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Среди многочисленных интересов Андрея Алексеевича Величко в области геoarхеологии, кроме верхнего плейстоцена и верхнего палеолита выделяются исследования по происхождению и ранней эволюции человека. Он одним из первых проследил корни древнейшего человечества и выдвинул оригинальную гипотезу о мессинском кризисе в Средиземноморье как первичном импульсе природной среды, приведшем к появлению австралопитеков как прямых предков рода Номо (Величко, 1985). Действительно, грандиозные события конца миоцена (5-6 млн. л.н.) непосредственно вблизи центра происхождения человека в Африке привели к глубокой перестройке ландшафтов и экосистем, широким миграциям по осушенному дну Средиземного моря млекопитающих, включая высших приматов и появлению первых архантропов.

Эти взгляды А.А.Величко формировались под влиянием открытия древнейших стоянок олдованской археологической культуры в Африке. Несколько позже были обнаружены олдованские стоянки на территории Западной Европы и Ближнего Востока, которые подтвердили его пророческие выводы. Совсем недавно были обнаружены столь же древние стоянки на территории России: в Дагестане (Амиханов, 2006, 2015), на Таманском полуострове (Щелинский, 2014), в долине Днестра (Чепалыга, Анисюткин, 2011) и, наконец, в Крыму (Чепалыга и др., 2015а).

Геоморфологическая позиция и стратиграфия черноморских террас и олдованских стоянок. Для решения проблемы появления этих древнейших стоянок нами были предприняты полевые исследования на Южном берегу Крыма (ЮБК). В 2014-2016 гг. проведено семь экспедиций по изучению морских террас ЮБК в районе между Судак и Карадагом. В результате была разработана новая концепция черноморских террас, включая пять эоплейстоценовых террасовых уровней (Чепалыга, 2015б) и обнаружены многослойные стоянки первобытного человека, содержащие артефакты олдованского типа. Они приурочены к отложениям эоплейстоценовых террас морского генезиса и позволяют реконструировать хронологию и природные условия времени древнейшего населения. Всего выделено 12 террас в интервале высот от уровня моря до +200 м абс. (рис. 1).

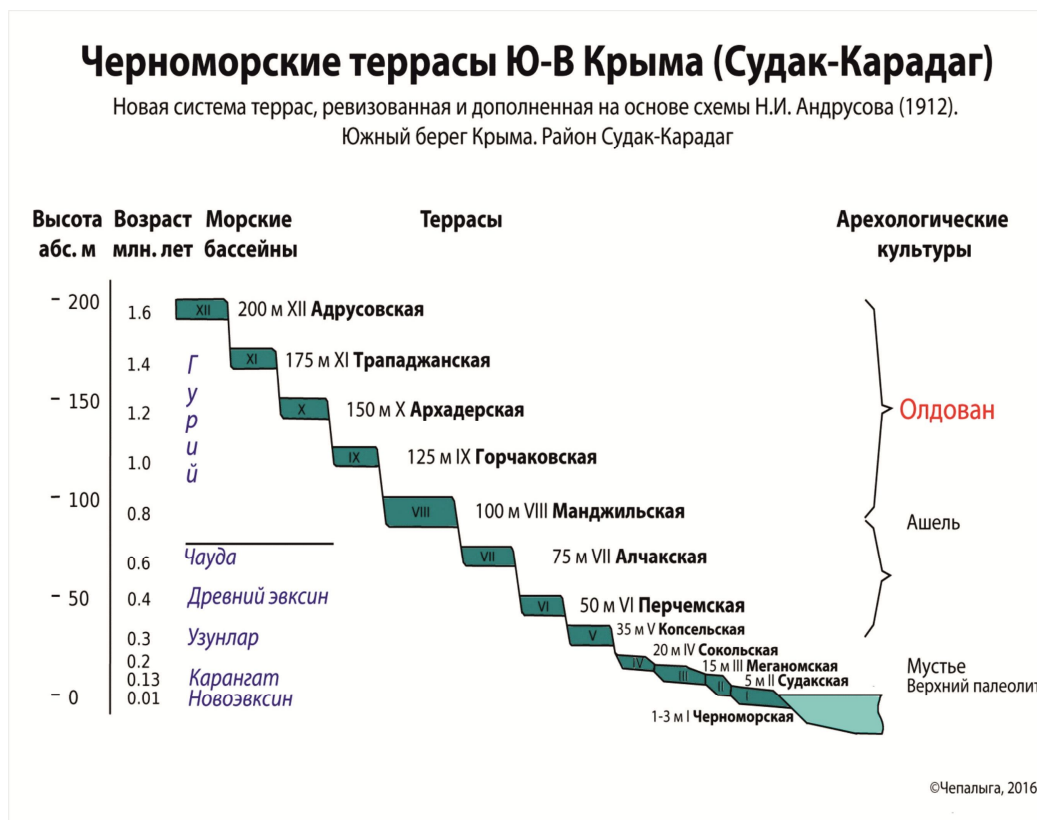


Рис. 1. Черноморские террасы Юго-Восточного Крыма: Судак–Карадаг.

Их возраст можно предварительно определить по корреляции со стратотипическими разрезами черноморских террас Восточного Крыма, находящихся всего в 50-60 км восточнее: мыс Чауда, мыс Карангат, оз. Узунлар (узунарская и древнеэвксинская террасы). Семь неоплейстоценовых террас (I-VII) отражают семь климатических и эвстатических 100 тыс. летних циклов за последние 700-800 тысяч лет.

Пять эоплейстоценовых террас (VIII-XII) с высотой от 100 до 200 м с интервалами в 25 м по высоте могут быть связаны с 200-тысячелетними климатическими циклами и колебаниями гурийского бассейна Черного моря (0,8-1,8 млн. лет). Такая же цикличность прослежена в строении речных террас некоторых крупных речных долин, впадающих в Черное море, например, Днестра (табл. 1). Террасовые отложения морского генезиса имеют мощность на каждом уровне около 19м, достигая 17-20 м на VIII и IX террасах. Они представлены чередованием грубообломочных галечных пачек прибрежно-морского (пляжевого) генезиса и тонких глинисто-алевритистых осадков лагунного генезиса. Можно говорить о литоральной, прибрежно-морской адаптации олдованского человека.

Древнейшие миграции и пути первичного заселения Европы. Археологические и геоморфологические материалы позволили реконструировать миграции в ходе первичного переселения из Африки в Европу (рис. 2). Исход из Африки на Ближний Восток датируется временем около 2,0 млн. лет (Амирханов, 2015). Далее пути миграции следовали строго на север через Аравию, Среднюю Азию, Кавказ вплоть до 45° с.ш. (Маньчский пролив). На этой широте фиксируется резкий разворот миграции на запад, который завершился на территории современных Испании и Франции, почти достигнув Атлантического океана. Причина этого поворота пока не ясна, есть только рабочие гипотезы (Чепалыга, 2013, 2015). Однако напрашиваются параллели с более поздними миграциями в позднем плейстоцене. Это – «Путь на Север» (ред. Величко, 2008), когда *Homo sapiens*, начав свой путь также из Африки, дошел до Полярного круга и побережья Северного Ледовитого океана. В то же время люди направлялись и на восток в сторону Америки. Это напоминает нам разворот миграции на запад в начале эоплейстоцена. Сравнительный анализ этих сходных, но разновременных событий может пролить свет на причины миграций и адаптационные способности как олдованцев, так и кроманьонцев.

Таблица. Корреляция черноморских террас Южного Крыма с аллювиальными террасами Днестра

N террасы Ю-В. Крыма	Название	Высота (м абс.)	N террасы Днестра	Название
XII	Андрусовская	200	X	Ферладанская
XI	Трападжанская	175	IX	Бошерницкая
X	Архадерская	150	VIII	Хаджимусская
IX	Горчаковская	125	VII	Кицканская
VIII	Манджилевская	100	VI	Михайловская
VII	Алчакская	75	V	Колкотовская
VI	Перчемская	50	IV	Григориопольская
V	Копсельская	30-35	III	Тираспольская
IV	Сокольская	15-20	IIa	Карагашская
III	Меганомская	10-15	II	Слободзейская
II	Судакская	5-10	I	Пойма
I	Новочерноморская	0-3		

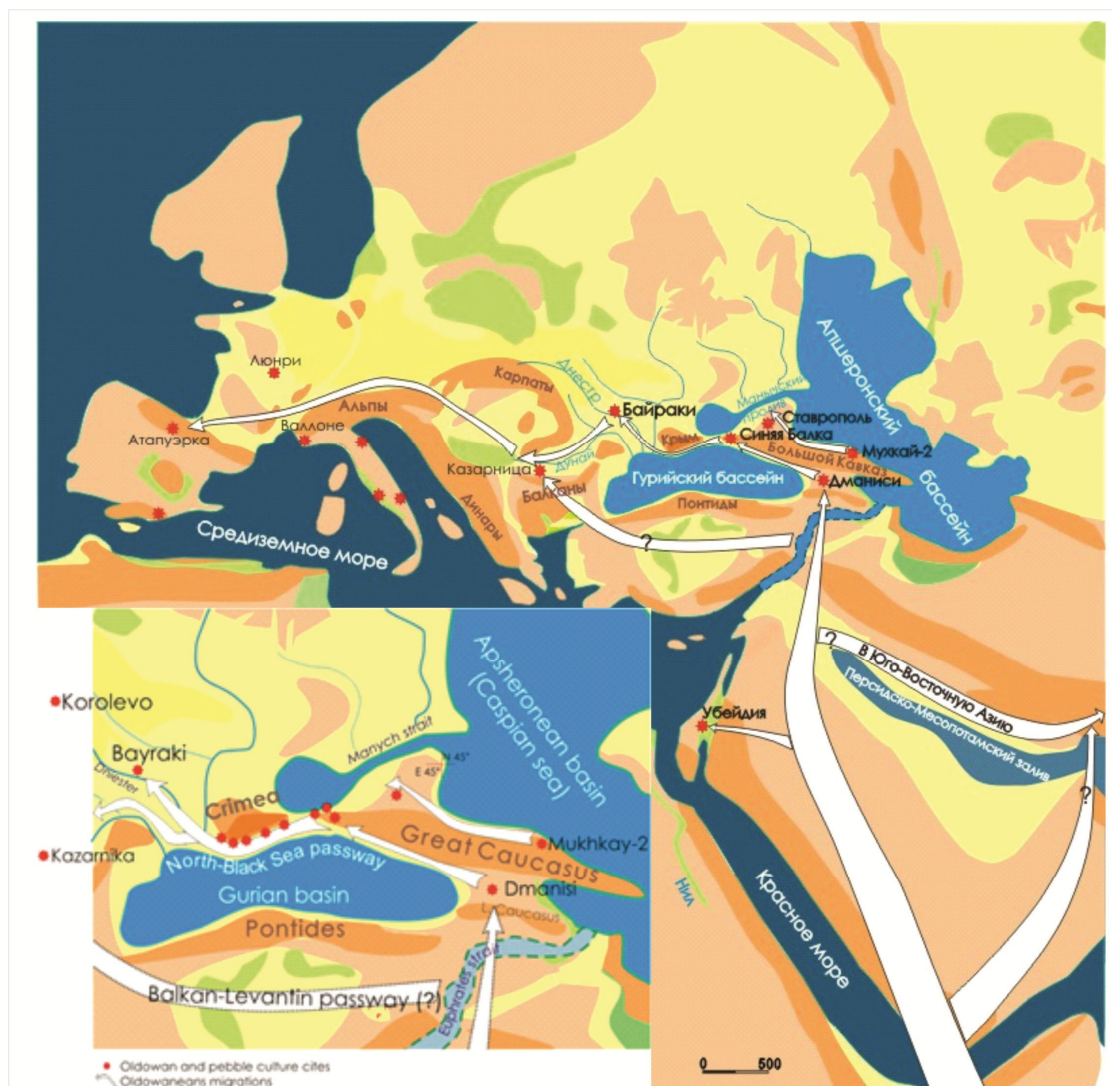


Рис. 2. Карта миграций олдованцев из Африки через Кавказ в Европу в эпоху эоплейстоцена. Красными точками обозначены стоянки и местонахождения олдованской культуры

Список литературы:

- Амирханов Х.А. 2006. Каменный век Южной Аравии. М.: 694 с.
- Величко А.А. 1985. Природа у колыбели человечества // Природа, № 5, с. 36-45.
- Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. 2008. Ред. А.А.Величко и С.А.Васильев. М.: Ин-т географии РАН. 310 с.
- Чепалыга А.Л., Анисюткин Н.К., Садчикова Т.А. 2011. Древнейшая в Восточной Европе палеолитическая стоянка Байраки на Днестре: возарст, палеоландшафты, археология // Бюл. КЧ. № 71, М.: ГЕОС, с. 48-74.
- Щелинский В.Е. 2014. Эоплейстоценовая раннепалеолитическая стоянка Родники 1в Западном Предкавказье. СПб.: изд-во ИИМК РАН, 168 с.
-

**АНТРОПОГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РАВНИН ВЛАЖНЫХ ТРОПИКОВ
ИНДОКИТАЯ ОТ НЕОЛИТА ДО СОВРЕМЕННОЙ ЭПОХИ**

В.П. Чичагов

Институт географии РАН, Москва, Россия, chichagov@mail.ru

**ANTHROPOGENIC TRANSFORMATION OF THE PLAINS IN THE INDOCHINA
HUMID TROPICS FROM THE NEOLITHIC TO THE PRESENT**

V.P. Chichagov

Institute of geography of the RAS, Moscow, Russia

Рассматривается проблема превращения влажно-тропических джунглей в безлесные или редколесные равнины с длительным сухим периодом продолжительностью до семи месяцев на примере Центральной Камбоджи и Северного Тайланда. Выдающийся русский ученый Н. И. Вавилов выделил семь центров происхождения культурных растений, расположенных в поясе умеренных широт в области наиболее древних (5-7 тыс. л. н.) цивилизаций и характеризующихся значительной естественной устойчивостью. В Восточном полушарии это регионы Северной Африки, Ближнего и Среднего Востока, Индостана, Восточной и Юго-Восточной Азии. Достойное место в этом ряду занимает Индокитай, входящий в южно-азиатский тропический центр. «Из этого центра ведет начало около 1/3 возделываемых в настоящее время растений. Здесь родина риса, сахарного тростника, большого количества плодовых и тропических культур. Не менее 1/4 населения земного шара до сих пор живет в тропической Азии. В прошлом относительная населенность этой территории была еще более значительной», - писал Н. И. Вавилов (Вавилов, 1987, с. 21). Несомненно, этому способствовали благоприятные природные условия, которые существенно отличались от современных, существенно иным был и рельеф региона (Чичагов, 1991), значительно изменившийся в результате длительных и разнообразных антропогенных воздействий. Будучи одновременно природным условием и природным ресурсом, рельеф Индокитая является и ареной для формирования природной среды. Его необратимые изменения привели здесь к деградации первичной природы и возникновению антропогенной, современной (Доанг Нгок Нам, Солнцев В. Н., 1986; Топорова, 1975). История освоения и использования природы Индокитая в значительной мере является историей водопользования, историей изменений систем водообеспечения. Для сохранения воды на протяжении сухого сезона древние народы постоянно изменяли природную среду и рельеф прежде всего низких аллювиальных равнин.

Поздний неолит. Три тысячи лет назад древние народы Индокитая уже умели использовать воды, поступающие в период дождей. На космических снимках и аэрофотоснимках в различных районах Камбоджи и Таиланда можно видеть овальные контуры, большая часть которых приурочена к долинам современных рек. Е. Мур (Moog 1989) отделила эти овальные образования в окрестностях Ангкорвата (район Ловеа) в Центральной Камбодже и в бассейне р. Мун в Северо-Восточном и Северном Таиланде (Moog, 1990). Эти овалы представляют собой рвы на аллювиальной равнине, расположенные приблизительно на границе распространения древнего и молодого аллювия. В древности здесь существовала значительная опасность сильных наводнений, так как реки имели значительно большую водность. В пределах долины р. Сиамреап

был обнаружен холм – эрозионный останец, который древние жители окружили искусственным довольно глубоким рвом. Ныне эта река находится в 150 м к востоку от него. Судя по многочисленным археологическим находкам и костным остаткам (железные и бронзовые предметы, кости, черепа и др.), этот холм представлял собой место обитания древнего человека. Ров создавался с двумя основными целями: собрать воду в течение влажного периода и обеспечить безопасность жителей холма от набегов враждебных племен, позже он выполнял, возможно, и религиозные функции.

Антропогенный рельеф древнейших кхмерских государств Фунань и Ченла (II – VIII вв.) – доангкорский период. К первому веку н. э., когда индийская культура начала оказывать свое влияние на регион Индокитая, эпоха великих исторических переселений закончилась. Центральный и Южный Аннам (Центральный Вьетнам) и район дельты Меконга заселяли тямы, Камбоджу и область среднего течения Меконга – кхмеры. В I в. н. э. в южной части Индокитая возникает крупное индустриальное государство Фунань. В главной гавани Фунани Ок Ео была найдена золотая медаль римского императора Антония Пия, относящаяся к 152 г. н. э., а также санскритская печать той же эпохи. Причины индийской культурной экспансии еще недостаточно выяснены. Одна из них по Ж. Кодэ (Coedes, 1948) заключалась в том, что во II – I вв. до н. э. и в начале новой эры Индия утратила главный источник импорта драгоценных металлов, так как кочевники перерезали путь, связывающий Индию через Бактрию с Сибирью. Поэтому в I в. н. э. Индия стремилась получать драгоценные металлы из Римской империи. Однако пагубные последствия экспорта золота оказали негативное влияние на экономику древнего Рима и заставили императора Веспасиана (69-79 гг. н. э.) остановить утечку драгоценных металлов, а индийцев – обратиться в поисках золота в другие места и, прежде всего, в давно манившую их Юго-Восточную Азию.

Столицей Фунани была Вьядхапура – „город охотников“, который располагался близ холмов Ба-Пном и деревни Банам в провинции Прей Венг, в 190 км от моря. Порт Вьядхапуры – Ок Ео был объектом многолетних археологических раскопок французских ученых, но основной вклад в изучение Ок Ео был сделан талантливым французским археологом Индокитайской школы, русским по происхождению - Виктором Голубевым.

Выяснилось, что в глубокой древности Ок Ео был центром торговли и, скорее всего, основан в I в. н. э. Страна была пересечена сетью бесчисленных каналов, пользуясь которыми китайские путешественники на своем пути к Малаккскому полуострову в буквальном смысле, как они отмечали, „плыли через Фунань“. Это была первая в истории Юго-Восточной Азии великая держава. И, подобно Риму, слава этой империи долго жила после ее падения (Добби, 1952).

Период доклассового, доисторического развития – поздний неолит – в Юго-Восточной Азии продолжался значительно дольше, чем в Европе, – до I в. н. э. В 242 г. до н. э. император Индии Ашока послал миссионеров распространять учение Будды в Юго-Восточную Азию. К этому времени в Индокитае отмечаются значительные успехи в техническом развитии: были сконструированы и широко использовались крупные по тем временам парусные суда, вмещавшие 600-700 пассажиров, создается один из наиболее крупных городов – Ангкор Бореи – недалеко от современного г. Компота. Города Фунани были крупными промышленно-торговыми центрами. По данным Луи Майляре (Malleret, 1960), главный порт Фунани Ок Ео представлял собой прямоугольник величиной 3 × 1.5 км, пересекавшийся каналом, соединявшим его с морем. Постройки были преимущественно деревянные. Сохранились каменные фундаменты общественных храмов и зданий. О высоком уровне зодчества можно судить по тому, что в городе работали искусные строители и ремесленники, судя по остаткам гончарных изделий из серой и розовой глины, кувшинам и амфорам безупречной формы, предметам из шлифованного камня, монетам и украшениям из золота, серебра, бронзы, олова и свинца; бус из горного хрусталя, аметиста, оникса и сердолика, иногда оправленных в золото; золотым кольцам и браслетам; серебряной посуде, подвескам, перстням, украшенным драгоценными камнями и надписями на санскрите. В кхмерских надписях и донесениях китайских посланцев, содержащихся в „Истории Лянской династии“, содержатся ценные сведения о городах и населении Фунани. Указывается, что города были обнесены стенами, за которыми располагались дворцы и жилые дома. Жители некрасивые, с черной кожей и вьющимися волосами; ходят голыми и босыми, бесхитростны, занимаются сельским

хозяйством: один год сеют – три года снимают урожай. Любят вырезать орнаменты, занимаются чеканкой. Посуда, из которой они едят, большей частью из серебра. Налоги платят золотом, серебром, жемчугом и благородными смолами. У них есть книги, хранилища письменных документов и других вещей. Колодцев не роют – воду берут из бассейна (Седов, 1967). В VI в. Фунань приходит в упадок. Страшные наводнения превратили плодородные равнины в болота, жители переселились на более высокие земли.

На смену Фунани пришло сильное государство Ченла. Первая цивилизация Ченлы оставила многочисленные храмы, статуи и надписи на старом кхмерском языке. Древней столицей Ченлы был Самбор Прей Кук. Исповедовался культ Хари-хары вместе с культом Шивы и Вишну. В „Истории Сунской династии” отмечается, что резиденция короля находилась в городе И-шо-на. В королевстве было еще 30 городов, каждый из которых был населен многими тысячами семей. В И-шо-на проживало более 20 тысяч семей.

„История Танской династии” сообщает, что в 706 г. Ченла распадается на две части – на страну гор и страну вод, образуются Ченла-на-суше и Ченла-на-воде. Столицей горной Ченлы был г. Бхавапура, расположенный на Среднем Меконге в районе Пак Хим Бун. Столица водной Ченлы – столица княжества Баладितьяпура. Отдельно существовало княжество с озером Тонлесап, имевшее столицу в Самборе на Меконге. Для строительства зданий в эту эпоху использовался кирпич.

На протяжении доангкорского периода начинается разработка карьеров скальных пород и разрезов глинистых отложений, использовавшихся для производства кирпича. Наряду с речными долинами и приозерными равнинами начинается хозяйственное использование подгорных равнин отдельных островных гор и скальных останцов.

Антропогенный рельеф эпохи Ангкорской империи (IX-XIV вв.). Главным периодом наиболее интенсивного антропогенного освоения территории Камбоджи является Ангкорский период. Обширной Ангкорской империей правили многочисленные короли, каждый из которых стремился увековечить этап своего царствования в виде крупных преимущественно культовых построек из камня. Таким образом, история изменения природы Камбоджи, начиная с раннего средневековья, характеризуется интенсивной эксплуатацией природных ресурсов в целях строительства столиц, крупных религиозных ансамблей, комплексов и отдельных храмов, огромных водоемов, дорог, мостов, гостиниц. Все ангкорские цари строили или планировали строительство. Среди архитектурных ансамблей выделяется созданный Сурьяварманом II Ангкорват – архитектурный шедевр всех времен и народов. (Он взят под защиту ЮНЕСКО).

Ангкорват был опоясан четырехугольным рвом (1300 X 15000 м) и занимал площадь около 200 га. Храм в основании имеет размеры 215 X 187 м, а центральная башня – высоту 65 м. При Джаявармане VII был построен необычный по своей архитектуре храм Байон в Ангкортхеме. В этот период Камбоджа расширяется за счет присоединения Южного Лаоса, Тямпы (Центральный и Южный Вьетнам), части Бирмы и Малаккского п-ова. Стройки этого периода грандиозны: была построена каменная дорога с многочисленными крупноблочными каменными арочными мостами от Таиланда до Тямпы. Вдоль нее было создано 121 здание каменных гостиниц. Был сооружен крупный каменный храм Бантеай Чмар на северо-западе страны, а также множество других храмов в Южном Карате и Таиланде. Добраивались новые храмы в пределах района Ангкора. Все кхмерские храмы имели священные бассейны и рвы. Рвы Ангкорвата имели протяженность 5 км, Ангкортхома – 13 км. Сам Ангкорват размещался между двумя крупными водными бассейнами – Восточным и Западным Бараем. Храм Восточный Мебон был построен в центре Восточного Барая, а Западный Мебон – в центре Западного Барая. Затраты человеческого труда на создание этих культовых сооружений были огромны. Ж. Гролье (Croslier, 1967) подсчитал, что только на строительство одного храма Банте Ачмар потребовалась работа 44 тыс. чел. на протяжении 8 лет, которые должны были работать по 10 часов в сутки.

Ангкортхом по тем временам был огромным городом с миллионом жителей. В 1291 г. в нем останавливался Марко Поло, возвращаясь из Монголии от хана Хубилая. В 1296 г. Тимур Хан – преемник Хубилая – прислал сюда посольство на лодках. В 1297 г. в городе в составе китайского посольства побывал китайский путешественник Чжой Да-гуань, оставивший подробное

описание города. Камни для строительства Ангкора доставлялись из горного массива Кулен, расположенного в 50 км к северу от города, водным путем и по суше.

В течение ангорского периода Южный Индокитай претерпевает значительные изменения; были вырыты крупные бассейны, спрямлялись русла отдельных рек, интенсивно эксплуатировались карьеры песчаников в пределах островных гор Камбоджийской равнины и уступа, расположенного севернее хр. Дангрэк; в это время сводятся массивы первичных лесов вблизи столиц и храмов, обедняется животный мир района оз. Тонлесап и столичного региона Ангкорвата.

Антропогенный рельеф постангорского периода (XIV-XVII вв.). Ангкор как столица был оставлен в 1430 г., но район Ангкора, вопреки распространенному мнению, не был брошен и продолжал развиваться, судя по результатам аэровизуальных наблюдений и анализа аэрофотоснимков района Ангкора; подтверждения этому содержатся в сообщениях испанских и португальских путешественников (Groslier, 1979). В рукописи монаха Антония де Магдалена, посетившего Ангкор в 1585 – 1586 гг., приводятся данные официального летописца Португальской Индии Диегу до Кусту о том, что в 1550 или 1551 г. король Камбоджи отправился на охоту на слонов в наиболее непроходимые джунгли, которые существовали в центральных – равнинных районах его королевства. Для похода начали расчищать тропический лес и неожиданно наткнулись на величественные сильно заросшие сооружения. Увидев огромные стены древних архитектурных ансамблей и храмов, король захотел проникнуть в них и приказал немедленно расчистить и выжечь лесную чащу. Он остался на берегу прекрасной полноводной реки – это была давно забытая р. Сиенреап – наблюдая, как 5 или 6 тыс. человек освобождали огромный древний город от лиан, густого кустарника и высоких деревьев. Когда все было расчищено, король проник внутрь и после подробного осмотра был поражен и восхищен размерами сооружений. Он решил немедленно перевести сюда двор, так как здесь все было замечательно: великолепные здания, расположение и планировка, живописные места – рощи, речки и источники хорошей воды. Это был Ангкортхом.

Испанский текст содержит подробное описание четырехугольника, обнесенного стенами, ровов, которые их окружают и через которые переброшены мосты, ведущие к пяти монументальным воротам; аллеи с каменными балюстрадами. Отмечается, что ворота, украшенные богатой скульптурой, сделаны из камня, который добывался в 20 милях к северу от этого места. Была подробно переведена древняя надпись, гласившая, что этот город, храмы и многое другое были выстроены по приказу 20 сменявших друг друга королей и что на это ушло 700 лет. Упоминается, что в одной стороне города есть неоконченные сооружения, видимо дворцы королей. О Байоне говорится, что это один из самых замечательных храмов, также еще не оконченный. Подробно описывается система обслуживающих город каналов и бассейнов, которые несмотря на длительное забвение, как это ни удивительно, были в превосходном состоянии. От каждого ворот города в Байону ведет дорога той же ширины, что и внешние мосты с их парапетами. Вдоль дороги с двух сторон проложены прекрасные каналы, полные до краев водой, которая вытекает из большого рва, окружающего город, и проходит в каналы через восточные и северные ворота города, затем вновь вливается в тот же ров через южные и западные ворота таким образом, что уровень воды во рве никогда не снижается, поскольку, какое бы количество воды ни поступало через двое ворот в канале, такое же всегда возвращается в ров через двое других ворот. Большой ров всегда полон водой, ибо его наполняют полноводные реки, и в случае избытка воды бывает даже необходимо отводить ее в определенных местах, чтобы воды рва не выходили из берегов. Таким образом, вдоль каждой улицы, идущей от ворот города, проходят два канала, по которым в город приплывали по рекам многочисленные суда из внутренних районов страны. Они везли продовольствие, дрова, изделия, которые выгружают тут же перед домами жителей, имеющими один выход к каналу, а другой – к реке. Город очищается от отходов, сбрасывая их в выводной из города ров. Ангкортхом и через полтора века показался королю самым красивым, прекрасно оборудованным для жизни и, возможно, самым чистым из всех городов мира. В тексте древней надписи также отмечается, что город в период правления Сатки был процветающим, а система водоснабжения, разрушенная после взятия Ангкора, вновь функционировала нормально. Таким

образом, район Ангкора был навсегда оставлен ангорскими правителями лишь в XVII – XVIII вв. Антоний де Магдалена отмечает и факт изменения направления течения в протоке Тонлесап дважды в год: в конце сезона дождей и в конце сухого сезона.

В 1604 г. Габриэль де Сан Антонио упоминает о существовании моста на 70 опорах через Меконг – теперь нет ни одного. Гаспар да Руис в трактате 1669 г. дал прекрасное описание Меконга, по которому он плавал, об изменении направления течения р. Тонлесап и о четырех рукавах основных рек в районе г. Пномпеня. Он привел описание городов Срей Тангкор, Ловеа, Ангкор и Пномпень.

Весьма интересные сведения испанских и португальских текстов XVII в. относятся к ирригационным работам кхмерских королей и их влиянию на экономику королевства. Цель этих работ состояла в том, чтобы умерить последствия зимней засухи и предотвратить губительные разрушительные действия наводнений в сезон летних дождей. Ирригационная сеть создавалась с таким расчетом, чтобы запасать воду в период дождей и использовать ее в сухой сезон. Для этой цели страна была буквально застроена бассейнами, фонтанами и колодцами, объединенными сетью каналов и рвов. Эти бассейны, дно которых было водонепроницаемым, наполнялись дождевой водой. Столичный район за пределами Ангкора состоял из прямоугольных рисовых полей, расположенных в шахматном порядке, примерно так же, как и в наши дни рисовые поля располагаются в дельтах рек. Правильно орошаемые поля давали в XII в. 3-4 богатых урожая риса в год. В XVII в. рис высевался один раз в год и забота о его поливе перекладывалась на дожди. Другой целью создания тщательно продуманной ирригационной системы было сохранение структуры почвы: нужно было сделать так, чтобы плодородные земли не уносились с паводковыми водами во время сезона дождей, как происходит теперь. Плотины позволяли пешеходам передвигаться по городу, а по каналам плавали лодки. Королевский дворец был сердцем города, но сам город занимал гораздо большее пространство. Дома стояли на сваях вдоль каналов, как современные деревни по берегам рек. Город был в известной мере средоточием ирригационной системы, главная роль которой состояла в орошении полей соседних деревень. Система, составлявшая „группу Ангкора“, центра кхмерского могущества, представляла собой обширный район площадью 35 × 22 км. Эти весьма значительные работы считаются заслугой кхмерских королей, но были произведены тысячами рабов. Однако равновесие в чередовании работ общественного характера и строительства религиозных сооружений со временем нарушилось, что повлекло за собой разрушение всей системы. Пленных рабов становилось все меньше, силы трудового народа иссякли. По-видимому, в этом заключалась одна из социальных причин крушения Ангорской империи. Существенную роль в этом процессе сыграли изменения природной среды: понижение уровня моря, врезание рек, уменьшение общей увлажненности (Чичагов, 1991). Последняя, видимо, стала несколько ниже в период с XV (может быть, с XIII) по XIX в. Это время соответствует малому ледниковому периоду, который характеризовался значительным похолоданием в Тибете и Гималаях, снижением снеговой линии на 100-150 м, наступанием горно-долинных ледников и уменьшением общей водности рек, берущих начало в этих регионах. Малый ледниковый период пришел на смену теплему интервалу X-XII вв. – второму климатическому оптимуму голоцена. Расцвет Ангорской империи совпадает с этим теплым интервалом. В малом ледниковом периоде выделяются частные похолодания векового ранга – ледниковые стадии второй половины XVII, второй половины XVIII, начала и середины XIX вв. В пределах тропических областей Юго-Восточной Азии влияние малого ледникового периода могло сказаться на уменьшении водности главных рек и на увеличении повторяемости влажных лет. Данные китайских климатологов, в частности, Чжу-кэ-Джэня о соотношении засух и наводнений на протяжении последних 500 лет (Yearly chards..., 1982) показывают, что начиная с XVI в. наиболее влажные годы в Южном Китае повторяются в среднем 1-2 раза в столетие. Можно полагать, что за этот период засушливость сухих сезонов Индокитая стала больше. Немаловажная причина уменьшения общей увлажненности региона состоит и в прогрессивном сведении влажных тропических лесов, площади которых с XVII в. – в эпоху французской колонизации – существенно сократились в пределах Вьетнама, Лаоса и особенно Камбоджи (Hirsén, 1990). Длительные мощные антропогенные процессы наложились на проявления преобладающего здесь современного,

деструктивного тафrogenного современного эндогенного режима (Чичагов, 1993), что выразилось в устойчивой тенденции нисходящего развития рельефа региона, в унаследованном прогибании древних и в заложении новых впадин, в появлении тенденции общей неустойчивости в экзо- и эндогенном рельефообразовании.

Список литературы

- Вавилов Н. И. 1987. Пять континентов // Н. И. Вавилов. Пять континентов; А. Н. Краснов. Под тропиками Азии. М.: Мысль, 171 с.
- Доанг Нгок Нам, Солнцев В. Н. 1986. Ландшафтная структура и проблемы мелиорации дельты р. Меконг (в пределах СРВ) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, № 6, с. 72-78.
- Добби Э. 1952. Юго-Восточная Азия. М.: Изд-во ин. лит-ры, 350 с.
- Седов Л. А. 1967. Ангкорская империя. Социально-экономический и государственный строй Камбоджи в IX-XIV веках. М.: Наука, 260 с.
- Топорова С. И. 1975. Земельный фонд Камбоджи и его сельскохозяйственное использование // Вестн. ЛГУ. Геология и география, № 12, вып. 2, с. 116-122.
- Чичагов В.П. 1991. Равнины Камбоджи: геоморфологические особенности, генетические типы, антропогенная переработка // География и природные ресурсы, № 2. с. 171-177.
- Чичагов В.П., Попова А.К. 1993. Южно-Китайское море: тепловой поток, типизация земной коры, сейсмичность // Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука, с. 103-110.
- Coedes G. 1948. Les Elats Hindosinises D'Indochine et d'Indonesie. Paris :. 248 p.
- Croslier G. 1967. Recherches les Cambodjene. Paris : 167 p.
- Groslier B. R. 1979. La cite hydraulique Angkorienne: exploitation on surexploitation du soil // Bull. De l'Ecole Francaise d'Extreme Orient. 66. Paris: pp. 161-202.
- Hirsen Ph. 1990. Forest, forest reserve, and forest land in Thailand // The Geographical J.. vol. 156. N 2, pp. 166-174.
- Malleret L. 1960. L'Archeologie du Mekong. Paris: Delta, T. 2. EFEO, 243 p.
- Moor E. 1989. Water enclosed sites: links between Ban Takhong, Notherland Thiland and Cambodia // The Giff of Water. SOAS. London: pp. 26-46.
- Moor E. 1990. Water enclosed sites: links between Ban Takhong, Northerland Thailand and Cambodia II // The Gift of Water. SOAS. Univ. of London: pp. 26-46.
- Yearly chards of dryness/wetness in China for the last 500-year period. 1982. Cartographic Publishing House. Beijing: 332 p.

АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РАВНИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ

В.П. Чичагов, О.А. Чичагова

Институт географии РАН, Москва, Россия, chichagov@mail.ru

ANTHROPOGENIC CHANGES OF THE CENTRAL ASIAN PLAINS IN THE MODERN EPOCH

V.P. Chichagov, O.A.Chichagova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia,

Цель предлагаемой работы рассмотреть геоморфологические условия распространения населенных пунктов типа монгольских городов – городов севера Центральной Азии и обсудить влияние их урбосферы на рельеф и природную среду на протяжении современной эпохи.

Из шести государств, занимавших территорию Севера Центральной Азии и смежных регионов – хунну (III в. до н.э. – I в. н.э.), сяньба - жужан (I-V в. н. э.), тюрков (VI-VII в. н.э.), уйгуров (VIII-XI в. н.э.), киданей (X-XI в. н.э.) и монголов (XII-XX в. н.э.) до нас дошли остатки городов и сведения о них преимущественно на о последних трех. Х. Пэрлэ, Д. Майдар, А. М. Позднеев, С. В. Кисилев и другие ученые, доказали, что наряду с традиционным для Центральной Азии кочевым образом жизни длительное время, по крайней мере, начиная с

уйгурской эпохи, типичны были и стационарные, городские поселения. Опыт проведенного нами географического и геоморфологического анализов местоположения городов на территории Монголии позволяет говорить о значительном разнообразии связей между природными условиями и особенностями возникновения и развития городов.

Города Центральной Азии: геоморфологическая позиция и взаимодействие с окружающей средой. В книге известного исследователя этого региона А. М. Позднеева "Города Северной Монголии" (1886) отмечалось: "... Ни в одном из... описаний Монголии ... почти ничего не говорится о городах этой страны ... все авторы ... не дают представления о частностях и жизни монгольских городов; об истории городов, о времени их построения и последующих за сим судьбах..." (Позднеев, 1886, с.1). Монография А. М. Позднеева и ныне объективно продолжает освещать географическое положение, историю, внешний облик и хозяйство наиболее крупных и старых городов Монголии – Урги (Улан-Батора), Улясутая, Кобдо. Конечно, с конца XIX века, когда проводил свои исследования А. М. Позднеев (свое второе посещение этой страны он совершил в 1892-93 гг. (см. его книги 1896 и 1898 гг.), облик и социально-экономические функции этих городов претерпели значительные изменения, появились новые города, появилась и немногочисленная специальная литература о них.

Древнейшие городские поселения домонгольского времени. Древние народы, населявшие Центральную Азию, имели большой опыт выбора мест и строительства городов в разнообразных геоморфологических условиях. Выдающийся русский исследователь Центральной Азии П. К. Козлов писал о Монголии: "... Почти нет другой страны, имеющей столь много памятников разнообразной культуры и цивилизации, как на поверхности земли, так и под землею" (Козлов, 1923, с.17). Эти слова имеют прямое отношение к остаткам ранних городов в этой стране. Здесь выделяются восемь областей сосредоточения древних и средневековых городов, городских поселений и земледельческих районов (Пэрлэ, 1947): 1) центральная – долина верхнего течения р. Орхон; 2) северная – долины среднего течения рек Селенги, Орхона и Толы; 3) северо-восточная – долины Онона и Ульдзи; 4) восточная – долина Керулена и прибрежные равнины озера Буир-Нур; 5) южная – долина Дугшиху и предгорья хребта Хурэху-Ула, а также впадина Борзон-Гоби; 6) юго-западная – долины и впадины Гобийского Алтая; 7) западная – долины Монгольского Алтая (реки Кобдо, Тэс), приозерные равнины Убсу-Нура и долина р. Дзабхан; 8) северо-западная – долины рек Дэлгэр-Мурэн и верховьев Селенги.

В пределах этих областей с древнейших времен было распространено земледелие; в некоторых степных и горных районах, в том числе и в Гоби, сохранились остатки бывших оросительных систем. От наиболее ранних городов хуннского времени остался ряд городищ. Одним из таких поселений постоянного типа являлась столица уйгурского царства Хара-Балгае в долине р. Орхон. Этот город-крепость был основан около 715 г. уйгурским Ханом Пейле и разрушен в 840 г. во время набега енисейских киргизов. Это был большой город с крепостью в центре, имевший несколько ворот и множество башен. Стены ее были сложены из необожженного кирпича и скреплены глиняным раствором. Соединения нижних частей стен изготовлялись из бревен диаметром 40-50 см. Внутри крепости располагались храмы. Вода к городу, подводилась арыками, следы которых сохранились (Майдар, 1981).

Другой город уйгурского царства – Байбалык ("богатый город") – располагался в долине р. Селенги в Булганском аймаке. Город посещали согдийские и другие купцы, в нем жили священнослужители.

Городища того времени располагаются преимущественно в поймах рек, на наиболее возвышенных местах, на эрозионных останках, островах высокой поймы, окруженных протоками или отделенных от первой надпойменной террасы заболоченными низинами.

Если уйгурские города были привязаны к долинам рек Онона, Чикоя, Селенги, Орхона, то более поздние поселения киданей (X-XI вв.) располагались на склонах гор и холмов, на равнинных поверхностях террас, используемых для земледелия. Наиболее значительным был город Чжень-Чжоу, основанный наложницей киданьского императора в 994 г. Он занимал большой участок равнины в пределах современного Дашинчелен-сомона в Булганском аймаке (Северная, Монголия, бассейн р. Селенги). Довольно типичным для городищ того

времени является поселение Талын-Улан-Бургас на восточном (подветренном) склоне гор Талыш-Улан-Хайрхан (также в Северной Монголии). Квадратный в плане город был пересечен двумя прямыми улицами, соединявшими северные ворота с южными и западные с восточными.

Наряду с административными и военными городами около них появлялись города-спутники – хозяйственные базы. Таким, например, было городище Дэрсэм-Хэрэм вблизи от Талын-Улан-Бургаса. Здесь найдены остатки оросительных каналов, свидетельствующие о земледельческой специализации этого и подобных поселений (например, городище Эмгэнтэйн-Хэрэм на берегу р. Хар-Бух).

Искусство оросительного строительства совершенствовалось. Так, в самом северном городе киданьского государства Дзун-Хэрэме (Хэнтэйский аймак) обнаружены остатки наиболее развитой оросительной системы той эпохи. От р. Керулен вода подавалась по каналу на многие километры на орошаемые равнины поймы Керулена. Канал, пересекая поля, раздваивался и входил в город через западные и северные ворота. Дзун-Хэрэм был высокоразвитым городом. Х. Пэрлэ (Пэрлэ, 1953) писал, что здания имели черепичные крыши и обогревались отопительными системами – канами. В городе было налажено ремесленное производство (гончарное, кузнечное, строительное). Здесь найдены ручные мельницы, зернотерки, песты, железные втулки от каменных катков для молотбы зерна, сошники и др.

Специальными, мощными и высокими фортификационными стенами были обнесены пограничные города. Так, на южном склоне г. Биндер (Хэнтэйский аймак) расположено городище Углэгуин-Хэрэм, в пределах которого крепостная стена была сооружена из крупных гранитных валунов. Время создания этой крепости точно не установлено: по одним данным это XIII-XIV вв., по другим – эпоха киданьской империи Ляо (Майдар, 1981). По-видимому, линия киданьских крепостей – аванпостов на восточном фланге империи — подкреплялась стеной большой протяженности. В современном рельефе она выражена в виде довольно хорошо сохранившихся фрагментов вала – так называемого "вала Чингисхана" (Потанин, 1901). Результаты радиоуглеродного определения возраста гумуса почвы под валом на северо-востоке Монголии показывают, что он создавался в разное время: в западной части в эпоху киданей (около 1080 г.), в восточной позже (около 1380 г.) (Чичагов и др., 1994). Таким образом, возраст участков вала, по радиоуглеродному датированию, совпадает с историко-археологическими данными Х. Пэрлэ и Д. Майдара. На территории Монголии существует несколько отрезков вала, имеющих разную функциональную принадлежность, но это тема специального рассмотрения.

Итак, в домонгольский период (III-XI вв.) народы, населявшие север Центральной Азии, отличались мастерством выбора мест, организации и функционирования городских поселений. Начиная с убежищ в VII в. на речных островах, люди постепенно стали строить города на открытых местностях – поймах и речных террасах, склонах соседних гор, осваивали межгорные впадины и горы. Города домонгольского периода непременно обносились крепостными стенами с многочисленными башнями, тогда как в более молодых городах монгольского времени крепостные стены с башнями отсутствуют. Обращает на себя внимание широкое распространение орошаемого земледелия и развитие ремесленного производства на протяжении домонгольского времени.

Городские поселения монгольского времени. Из городов этого периода наиболее представительно, относительно хорошо изученное и лучше сохранившееся крупное поселение Кара-Корум (Хархорин) – столица средневековой монгольской державы. В настоящее время здесь сохранился монастырь Эрдэнэ-Дзу, описание архитектурных особенностей и истории которого было сделано А. М. Позднеевым (Позднеев, 1886). Неподалеку от монастыря ныне расположен сомонный центр Хархорин.

Выбор места для бывшей столицы Монгольской империи был не случаен. Город и монастырь в нем расположены в узкой клиновидной неотектонической впадине в восточной пониженной части Хангая. Впадина расположена в активной сейсмостектонической зоне (Национальный... 1990). Эта структура приурочена к площади вероятных очагов

землетрясений с магнитудой 6.0–6.5. Под острым углом клиновидную структуру пересекают линейные зоны с магнитудой 6.6–7.0. Поверхностный эффект землетрясений, в баллах шкалы MSK-84 оценивается в 9 и более баллов. В этом районе первое известное землетрясение зафиксировано в начале XIII в., второе относится к 1303 г. Его эпицентр располагался западнее столицы; а сотрясения в ней ощущались с силой в 6 баллов. "Известно, что перед перенесением столицы Монголии из Кара-Корума в Пекин произошло сильное землетрясение в верховьях бассейна р. Орхон. Не исключена возможность, что некоторые древние города, расположенные в междуречье Орхона и Толы, были разрушены при сильных землетрясениях" (Сейсмическое районирование..., 1971, с.111).

Узкая, протяженностью до 30 км, субмеридиональная пониженная зона, в пределах которой было выбрано место для Кара-Корума, ограничена долинами верхнего течения рек Орхон и Нарийн-гол, и отличается равнинным и холмисто-увалистым рельефом. На рыхлых поверхностных отложениях сформировались плодородные лугово-черноземовидные почвы, их материнскими породами являются аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения. Кара-Корум расположен на поверхности уплощенного конуса выноса. Здесь на глубинах 5–14 м. имеется несколько горизонтов подземных вод. Кроме того, русло Орхона врезано на большую глубину, чем Нарийн-гола, и этот перепад высот позволял обустроить систему орошения равнины, окружающей древнюю столицу. И сейчас здесь имеются поля искусственного орошения.

Благоприятной для создания города была и общая орографическая обстановка, что оценили первые европейские путешественники, посещавшие Кара-Корум – Плано Карпини (1246 г.), Вильгельм де Рубрук (1253 г.) и Марко Поло (1272–1295 гг.). Иакинф Бичурин сообщал, что равнины Кара-Корума были защищены от преобладающих западных и северо-западных ветров, хорошо обводнены реками бассейна Орхона; здесь, неподалеку, и сейчас функционируют термальные целебные источники.

Город располагался вблизи от монастыря Эрдэнэ-Дзу, основанного позднее, в 1585 г. И по сей день можно увидеть к северу от сохранившегося монастыря остатки холмов и валов антропогенного происхождения. В 1889 г. этот район обследовал Н. М. Ядринцев и установил, что холмы, бугры и валы являются развалинами былой столицы Чингизидов. Через год В. В. Радлов обследовал стены монастыря и обнаружил каменные плиты с высеченными на них ханскими указами из Кара-Корума. Тексты некоторых посланий из прошлого приводит и А. М. Позднеев (Позднеев, 1886). Раскопки показали, что при строительстве монастыря ханом Абатаем (1585 г.) были использованы остатки строений древней столицы. Специальные археологические исследования здесь были проведены в 50–60-х гг. XX-го столетия под руководством С. В. Кисилева, что позволило выяснить многие особенности создания и облика бывшего крупного столичного города.

Город был основан Чингис-ханом несколько позже 1220 г. как административный центр, с хорошо развитыми торговлей и ремесленным производством (гончарным, кузнечным и проч.). Был проведен большой, протяженности, более 5 км, оросительный канал из Орхона, входивший в город по многочисленным рукавам, часть которых действует и сейчас. Особенностью древнего Кара-Корума было отсутствие крепостных стен, что было запрещено специальным ханским указом, земляные валы были. У входов в городские башни размещались многочисленные лавки торговцев, приезжавших из разных стран. В городе действовали храмы различных вероисповеданий, в том числе две мечети и одна христианская церковь. Ханом Угэдэем в 1235 г. был построен Тумэн-амгалан – "Дворец Великого спокойствия", который возвышался на высоком каменном цоколе и имел громадный зал с 64 колоннами. Рядом с ним стояло знаменитое серебряное дерево, из которого били различные напитки.

Древний Кара-Корум был крупным политическим центром, где перекрещивались интересы Центральной и Восточной Азии, мусульманского мира и Римской империи, православия, буддизма и ислама. Но расцвет и благоденствие столицы длилось всего 40 лет: в 1260 г. Хубилай перенес ее в Ханбалык – район современного Пекина. В 1368 году после пожара город был разрушен и перестал существовать. Со временем пожара совпало и сильное

землетрясение 1370 г. Как уже говорилось, позже здесь был основан монастырь, сохранившийся и поныне, а неподалеку возник небольшой город – сомонный центр Хархорин.

Монгольские монастыри – локальные центры городского типа. В XVI-XIX вв. в Монголии происходит процесс усиленного распространения буддизма. В 1585 г. Алатай-хан основал монастырь Эрдэнэ-Дзу на месте древнего Кара-Корума. В первой половине XVII в. образовался и монастырь в Урге (Улан-Баторе). Согласно А. М. Позднееву, первое упоминание о нем относится к 1649 г. Монастыри становились центрами не только религиозной, но и культурной, экономической и политической жизни страны. Вокруг них возникали большие и малые городские посады, правила строительства которых были довольно однообразны. В центре – здания кумирен, храмов и жилых помещений для монахов и князей церкви. Вокруг часто возводились крепостные стены. Вот как описывал И. Петелин в 1618 г. устройство городов в "мунгальской" земле: "Города эти ... деланы на четыре угла, по углам башни великие с роскаты, а с исподе у городов кладен камень сырой, к верху кирпичи ... а на дворах палаты невысокие кирпичные, а у палат подволоки выписаны травами, разными красками зело урядно, не хочется из палат и выйти". Вокруг центральной части монастыря, крепости строились кварталы торгового и ремесленного люда. Интересно, что такой тип планировки старых городов Монголии сохранился до сих пор, хотя сами центральные монастыри или крепости уже исчезли. Таковы Улясутай, Кобдо, Цэцэрлег.

В начале XX в. в Монголии было более 700 стационарных монастырей, в 1937 г. их насчитывалось 750 (Майдар, 1970). Однако около 1937 г. большинство монастырей было разрушено – стены, здания, культовые сооружения уничтожены иногда до основания. Счастливым исключением на протяжении второй половины XX в. были Гандан в Улан-Баторе и Эрдэнэ-Дзу, сохранившиеся до наших дней. В последующие годы были открыты и работают ряд восстановленных храмов и монастырей.

В начальный период монастыри были "кочевыми" и, меняя места своего расположения, изменяли и свое название. Лишь в XIX в. они становятся "оседлыми". Многолетние наблюдения автора в местах разрушенных монгольских монастырей приводят к выводу о том, что их можно рассматривать как модель компактного поселения городского типа, отличавшегося, прежде всего, удобным расположением с учетом особенностей окружающей природы и прежде всего рельефа.

Обычно монастыри строились в удобных в природном отношении местах, но многие из них, как будет показано ниже, в трудных. Природа вокруг не уничтожалась, в хорошем состоянии оставались водоемы, растительность (пастбища или леса), почвы мало деградированы. В монографии Д. Майдара (Майдар, 1970) приведена схема размещения монастырей Монголии. Ее анализ показывает, что излюбленными местами были речные берега и берега озер, равнинные участки у источников и родников. Большинство монастырей и связанных с ними городов приурочено к гумидной и семигумидной зонам, меньше их было в аридной зоне. Сравнительно редко встречались монастыри в скалистых горах. Весьма интересны в отношении исходного рельефа примеры таких "нетипичных" монастырей. На крутом южном скальном склоне г. Богдо-Ула (Центральный аймак, район города Дзун-Мод) в живописном месте располагался монастырь Манджуши с 45 храмами, часть из которых была построена на скальных гранитных стенах, склонах и останцах или в узких горных долинах.

В сухих степях Восточно-Гобийского аймака, в 50 км северо-западнее центра сомона Хатан-Булак в крайне неблагоприятных с общепринятых позиций условиях, был создан монастырь Хатан-Булаг Сумын Задгайтын Хийд. Все сухие долины здесь заполнены развеваемыми движущимися песками, а низкогорные массивы сильно расчленены и скалисты. Для монастыря был найден редкий участок стабильной подгорной равнины, расположенный в ветровой тени под низкогорным массивом у источника пресной воды в единственной в округе роще высоких вязов.

На границе Южно- и Восточно-Гобийского аймаков в песчаной полупустыне на низкой песчаной террасе сухой долины был монастырь Мен Сумын Агунтын Хийд. Трудно

представить себе более неудобное место для жилья человека: сплошные движущиеся пески на открытом всем ветрам пространстве – пыльные бури здесь обычное явление. Однако, в этом месте долгие годы действовал монастырь.

В юго-западном углу Монголии, в экстрааридной засоленной равнине под северным склоном Атас-Богдо периодически возникал небольшой монастырь, основным препятствием для функционирования которого была соленая вода. До ближайшего, расположенного восточнее источника пресной воды было 120 км.

Нередко вокруг или вблизи монастыря возникали городские поселения и крупные города. В период маньчжурской колонизации (XVIII в.) были заложены военные крепости на реках Байдараг-гол, Кобдо, Дзабхан (Улясутай), Орхоне. Но в большинстве случаев процесс возникновения городов был сложнее. Для создания большого, в том числе и столичного города привлекательными оказывались природные условия, которые проходили проверку группами монастырей, образовывавших своеобразные сгущения. Так, феодальная Урга, занявшая место Их-Хурэ, на протяжении более двух веков свыше 20 раз меняла свое местоположение и только в 1777-1779 гг. обосновалась там, где находится в настоящее время столица Монголии. Главный монастырь Дзун-Хурэ располагался в пойме правого притока р. Толы – Сельбы, несмотря на периодически повторяющиеся здесь наводнения. Позднее наиболее крупный монастырь – Гандан, существующий и поныне, был перенесен на пологий склон возвышенности, подальше от Толы и от Сельбы. По Д. Майдару (Майдар, 1970), первый постоянный храм Гандана (из ныне действующих) был построен в 1809 г., а в 1838 г. был создан храм Гандан Тэ-гуинлин, ставший библиотекой - книгохранилищем рукописей и книг на санскрите, тибетском и старомонгольских языках. Вокруг этого и других монастырей постепенно возник большой город – административный, промышленный, транспортный и культурный центр современной Монголии – Урга – Улан-Батор.

Выбор места для столицы страны в целом сделан удачно, хотя долгие годы пониженные районы города (вдоль русла р. Сельбы особенно) подвергались наводнениям. Улан-Батор расположен в узкой межгорной впадине на южном фланге Хэнтэйского поднятия. С юга впадину ограничивает молодое блоковое поднятие гора Богдо-Ула. В целом для этого района характерна высокая степень сейсмической опасности. Однако специальный анализ территории города показал ее слабую сейсмичность (Сейсмическое ...1971).

Большинство монгольских городов расположено в понижениях рельефа. По отношению к смежным поднятиям они могут быть подразделены на три группы: города внутри гор - Улан-Батор, Булган (Джунгарский), Алтай, Цэцэрлэг; города на окраине гор, в "тени" гор - Дзун-Мод, Баян-Хонгор, Арбай-Хэрэ, Улясутай, Мандал-Гоби, Далан-Дзадагад; города на равнинах, в ветровой тени под холмами и возвышенностями – Мурэн, Барун-Урт, Сайн-Шанд, Чойболсан, Сухэ-Батор, Булган (Селенгинский). Рельеф городских территорий выполняет ветрозащитную и гидрогеологическую роль.

Существенной чертой древних монгольских городов было кочевание с места на место. По разным причинам многие монастыри – центры былого градоустройства – периодически меняли свое местоположение. Ныне большие города прочно закрепились на одном месте, но малые, типа центров сомонов, порой еще продолжают кочевать с места на место (иногда на десятки километров), меняя при этом и свое название.

Большинство крупных городов молодо: Улан-Батор (Урга), Булган, Цэцэрлэг, Мурэн, Улясутай, Кобдо, Улангом и Ундэ-Хан основаны в XVI-XIX вв., а Сухэ-Батор, Дзун-Мод, Мандал-Гоби, Далан-Дзадагад, Сайн-Шанд, Арбай-Хэрэ, Баян-Хонгор, Барун-Урт, Алтай – после революции 1921 г.

Большая часть современных крупных городов Монголии, также как и древних монастырей, расположена в гумидных или семигумидных условиях лесной и лесостепной зон. Только три города – Далан-Дзадагад, Сайн-Шанд и Барун-Урт – ныне находятся в аридных условиях. Во времена их образования на этих местах были оазисы с рощами ильма и саксаульниками, сведение лесных рощ и деградация травянисто-кустарниковой растительности

внутри и вокруг привело к опустыниванию как самих городских территорий, так и их окрестностей.

Список литературы

- Козлов П.К. 1923. Монголии и Амдо и мертвый город Хаара-Хото. М.:Госиздат.
Майдар Д. 1970. Три карты городов и поселений Монголии (древние, средневековые и XX века.. Улан-батор: изд-во АН МНР. 136 с.
Майдар Д. 1981. Памятники истории и культуры Монголии. М.: Мысль, 175 с.
Национальный атлас МНР. 1990. Карта 32.
Позднеев А.М. 1886. Города Северной Монголии. СПб.: 114 с.
Потанин Г.Н. 1901.. Поездка в среднюю часть \Большого Хингана летом 1899 года // Изв. ИРГО, с. 355-383.
Пэрлэ Х. 1947. О месте истории земледелия и городов в истории Центральной Азии / Роль кочевых народов в цивилизации Центральной Азии. Улан-Батор: Из-во АН МНР, с. 255-256.
Пэрлэ Х. 1953. К истории древних городов и поселений Монголии // Советская археология, №3, с. 66-83.
Сейсмическое районирование МНР. 1971. М.: Наука, 205 с.
Чичагов В.П., Чичагова О.А., Черкинский А.Е., Авирмид Б. 1994. Новые данные о возрасте «вала Чингисхана» в северо-восточной Монголии // Докл. РАН. Т.335, №2, с. 237-242.
-

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ ИССУШЕНИЯ/УВЛАЖНЕНИЯ НА ЛАНДШАФТНЫЕ ПРЕДПОЧТЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА НА ТЕРРИТОРИИ БАРАБЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Д.А. Чупина, А.В. Никулина, А.А. Картозия

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
chupina_da@igm.nsc.ru

INFLUENCE OF ARIDIFICATION/HUMIDIFICATION ON LANDSCAPE PREFERENCES OF HUMANS IN THE BARABA FOREST-STEPPE IN THE HOLOCENE

D.A. Chupina, A.V. Nikulina, A.A. Kartoziya

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russia

К числу приоритетных научных направлений относится исследование глобальных изменений природной среды и климата. В рамках этих исследований создаются прогнозные модели, отображаемые в виде карт и схем. Поскольку период инструментального мониторинга природной среды и климата насчитывает немногим более ста лет, то информацию о более далеком прошлом получают при помощи изучения геологической летописи. Для территории Западной Сибири первые прогнозные сценарии на начало XXI века (Архипов и др. 1994; 1995), были реализованы с использованием принципа палеоклиматических аналогий (Будыко, 1984). В качестве прогнозных моделей трансформации современных экосистем выступали палеогеографические реконструкции обстановок природной среды на определенные хроностратиграфические срезы – палеоаналоги прогнозируемого будущего. Эти палеогеографические реконструкции опираются в значительной мере на представления о субмеридиональном смещении границ ландшафтных зон и подзон в ответ на циклические колебания климата: к югу при похолодании, к северу при потеплении. Впоследствии было установлено (Глушкова и др., 2016), что современные быстро протекающие трансформации природно-территориальных комплексов (ПТК) более адекватно характеризуются не моделью постепенного смещения границ ландшафтных зон и подзон в субмеридиональном направлении, а моделью очагово-дискретных преобразований ПТК фактически на всей территории. В этом проявилось эмерджентное отличие отклика экосистем региона на климатические сигналы различной длительности (коротко-, средне- и длиннопериодические климатические циклы).

В настоящее время имеется возможность верифицировать один из прогнозных сценариев (Архипов и др., 1994), который был сделан на 2000 год. Палеоклиматическим аналогом в данном случае выступал климатический оптимум голоцена длительностью около 500 лет (6-5,5 тысяч лет назад). Согласно сценарию по сравнению с 1993 годом предполагалось потепление и увлажнение климата Западной Сибири, в частности, для лесостепной зоны; выпадение осадков на 100 мм больше при этом резких трансформаций ландшафтов не прогнозировалось. Этот прогноз в 2000 году не подтвердился. Более того, последующие мониторинговые исследования динамики ключевых показателей ПТК в зависимости от изменения климата на юге Западно-Сибирской равнины (Зольников и др., 2010; 2011) показали, что здесь на фоне короткопериодических колебаний влажности имеет место долговременная тенденция к иссушению территории. Таким образом, стала очевидной необходимость методической оптимизации подхода к палеогеографическому картографированию для прогноза изменений природной среды на основе палеоаналогов.

На взгляд авторов статьи, для территории, занятой лесостепной зоной юга Западно-Сибирской равнины, большое значение имеет изучение обстановок природной среды в голоцене, т.е. в течение последних 11,5 тыс. лет. Именно на протяжении последнего межледникового существовали ландшафты, наиболее близкие к современным. Вместе с тем, эти ландшафты существенно отличались друг от друга в разные эпохи голоцена, что обуславливалось палеоклиматической динамикой (Левина, Орлова, 1993; Архипов, Волкова, 1994). Однако на сегодняшний день палеонтологических и геохронологических данных пока недостаточно для создания на эти эпохи не только региональных, но даже и обзорных палеоландшафтных схем. В связи с этим особый интерес приобретает выявление региональных закономерностей поведения биоты в конкретных геолого-геоморфологических условиях в зависимости от климатических изменений. Таким образом, подход к прогнозу динамики природной среды на основе палеоаналогов должен быть дополнен детальным картографированием геолого-геоморфологической основы ландшафтов, выявлением биотических и абиотических индикаторов, характеризующих обстановки природной среды в разных климатических ситуациях.

Для картографирования геолого-геоморфологического каркаса была использована методика на основе морфометрического анализа (Чупина, Зольников, 2016). В качестве основы используется цифровая модель рельефа SRTM с пространственным разрешением 3 арксекунды, которая находится в открытом доступе (<http://srtm.csi.cgiar.org>). Построение и обработка морфометрических показателей производились в программном пакете ArcGIS 10.2.1. Подготовительный этап включал в себя анализ карт четвертичных отложений и объяснительных записок к ним для выявления особенностей рельефа.

Район исследования расположен на территории Барабинской слабоволнистой гривно-озерной равнины. Рельеф данной территории состоит в основном из глив, котловин (современных и палеоозер), приречных озеровидных расширений и полого-волнистой равнинной поверхности, в различной степени осложненной мелкими холмами и суффозионно-просадочными западинами. Речные долины редки на этой территории и не занимают значительных площадей. С помощью методики, указанной выше, были получены контуры всех форм рельефа, выявленных на предварительном этапе: гряды, котловины, полого-волнистая равнина. При этом котловины можно разделить на два типа по уровню заполнения водой: современный уровень их заполнения (зеркало озера отображается на цифровой модели рельефа как абсолютно плоская поверхность) и максимально возможный, соответствующий бровкам палеоозерных котловин. Полученная схема палеоозер хорошо согласуется с картами четвертичных отложений государственного геологического картирования м-ба 1:200 000, где палеоозерные поверхности показаны как озерные и озерно-болотные отложения голоцена. Современные болота выделены по топографическим картам масштаба 1:100 000. Аллювиальный комплекс был оконтурен вручную по ЦМР с использованием карты четвертичных отложений (Домникова и др., 1983). Леса получены по цифровой топокарте миллионного масштаба и выделены по космическим снимкам Landsat.

В работе, помимо комплексирования геологической (палеогеографической) информации с данными по геолого-геоморфологическому каркасу, нами использовался индикаторный метод, который позволяет на примере отдельных объектов-индикаторов выявить определенные закономерности и отобразить их на картосхемах. В качестве абиотического показателя изменения природной среды могут служить озера, значительно зависящие от обстановок иссушения/увлажнения, поскольку на данной территории их основное питание представлено атмосферными осадками, и условия увлажнения оказывают значительное влияние на уровень воды в них.

Различные участки Барабы в разной степени «обводнены», а уровень грунтовых вод – фактор, контролирующий степень гидроморфности или автоморфности ландшафта. Следовательно, контролируется и тип растительного сообщества, занимающего ту или иную форму рельефа. Так же в качестве дополнительного индикатора изменения растительности в голоцене мы предлагаем использовать археологические данные. В нашем случае расселение древних людей выступает как исторический критерий изменений палеосреды (прежде всего условий увлажнения/иссушения), поскольку изменения кормящего ландшафта приводило к смене предпочтений для поселения на тех или иных формах рельефа. Растительность на изучаемой территории чутко реагирует на динамику влажности, а люди реагируют на динамику растительности. Последние 10 тысяч лет на юге Западно-Сибирской равнины имели место как аридные, так и плейстоценовые эпохи. В засушливых условиях поселенческие памятники расположены ближе к рекам (озерам), в увлажненные эпохи – располагаются на более высоких геоморфологических позициях. Наиболее интересными индикаторами могут быть памятники, диагностированные с точностью до культурной принадлежности. Поскольку их возраст более точен и может быть скоррелирован с другими данными (палинологическими, радиоуглеродными и т.д.), тип хозяйствования и механизм адаптации конкретных культур к кормящему ландшафту дает дополнительную информацию о природных обстановках того времени. Хозяйственная деятельность человека в древние эпохи тесно связана с палеоландшафтами, при этом определяющим фактором была растительность, изменявшаяся из-за иссушения/увлажнения. Не детализируя растительность вплоть до видов, в качестве биотических индикаторов изменения климата, мы используем такие обобщенные типы растительности как луговая, лугово-болотная, степная, лесная. На основе полученных данных о рельефе, его связи с растительностью, и предпочтений древнего человека мы предлагаем три модели обстановок природной среды в зависимости от условий увлажнения: минимальное (иссушенное), умеренное, максимальное (рис. 1).

Первая модель (рис. 1А) отражает умеренные условия близкие к современности. Для долинных ландшафтов, к которым относятся пойма и первая надпойменная терраса (высокая пойма), а также палеоозерные расширения речных долин (саи), характерна луговая растительность. На полого-волнистой водораздельной поверхности распространены луговые степи и остепненные луга. Наиболее глубокие понижения рельефа водораздела заняты озерами и болотами. Лес локализуется на узких гривах и склонах уплощенных сверху гряд, а также фрагментарно на полого-волнистой равнине в зависимости от локальных флуктуаций высот. В целом для придомно-оседлого скотоводства наиболее предпочтительными оказываются приречные пространства, т.к. луга располагают богатым кормовым ресурсом, который можно не только использовать летом, но и запастись на зиму. Для полукочевого и кочевого скотоводства вполне пригодны остепненные луга и луговые степи полого-волнистой водораздельной равнины. Озера, болота, солончаки и леса за пределами приречных районов при первом сценарии не являются осложняющим фактором для мобильного скотоводства. Такая ситуация могла существовать на этапах развитой и поздней бронзы. Во время развитой бронзы хозяйство носителей кротовской и одиновской культур было разнообразным, в рамках которого охота, собирательство и рыболовство сочетались со скотоводством (Молодин, Новиков, 1998; Молодин и др., 2011). В это же время начинаются миграции носителей андроновского населения, в хозяйстве которых присваивающие элементы играли вспомогательную роль, а состав стада постепенно приближался к кочевому

(Кирюшин и др., 2010). На этапе поздней бронзы основу хозяйствования носителей ирменской культуры составляло оседлое и полuosедлое скотоводство, а охота, собирательство и рыболовство продолжали играть важную роль (Молодин, 2014).

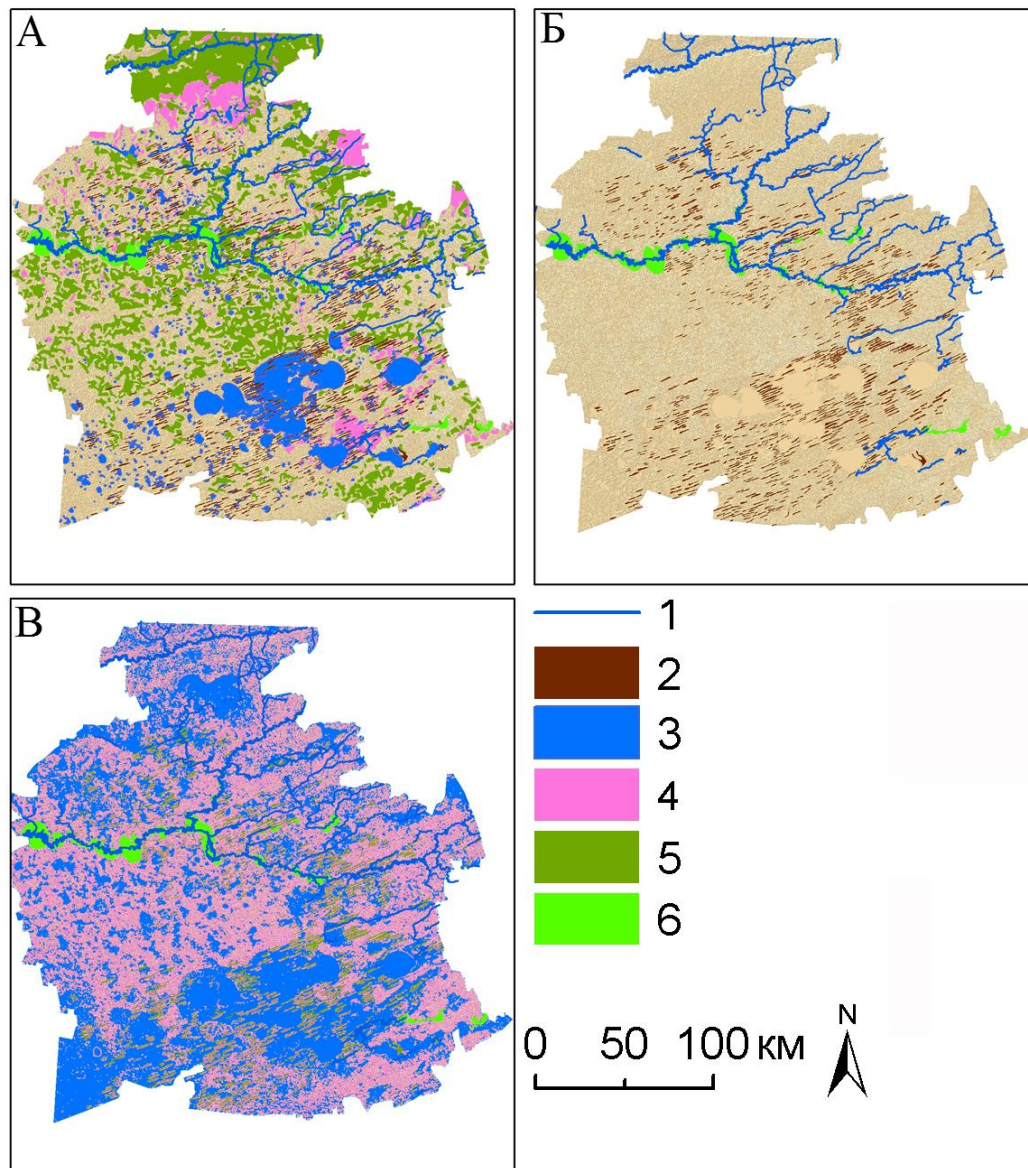


Рисунок 1 – Модели обстановок природной среды в голоцене: А- умеренные условия, близкие к современным; Б- условия максимального иссушения; В – условия максимального увлажнения. Условные обозначения: 1 – реки, 2- гривы, 3 – озера, 4 – болота (заболочиваемые участки), 5 – леса, 6 –луга.

Вторая модель (рис. 1Б) характеризует максимальное иссушение. Климат был сухим и теплым, в результате чего древние озера высохли, возможно, оставались небольшие озера, занимавшие наиболее глубокие места. Согласно данным бурения озер Обь-Иртышского междуречья (Кривоногов и др., 2013), многие современные озера этой территории в первой половине голоцена не существовали. Кроме того, в фазу максимального иссушения должны отсутствовать болота и более широкое распространение приобретать солончаки. Озерные расширения (саи) и высокая пойма не заливались весенними паводками, а представляли собой первую надпойменную террасу, выведенную в субэаральный режим. Лесная растительность фактически деградировала даже на гривах, а на водораздельных пространствах доминировала степная растительность. Приречные высокопродуктивные солонцеватые луга пригодны для придомного скотоводства. Мобильные формы скотоводства с многочисленными стадами лимитируются наличием водных ресурсов. Такие условия

могли быть характерны для эпохи ранней бронзы. Поселенческие памятники этого времени примерно равномерно приурочены к разным геоморфологическим ситуациям с некоторым преобладанием позиций расположения на водоразделе и гривах. Климатические условия эпохи ранней бронзы позволяли населению занимать котловины палеоозер и долины рек. Разнообразие геоморфологической приуроченности археологических объектов может быть связано с присваивающим характером экономики населения усть-тартасской и байрыкской культур этого времени (Молодин, Новиков, 1998; Волков, 2012).

Третья модель (рис. 1В) отражает максимальное увлажнение. В это время климат становился холодным и влажным, а сухие на сегодняшний день палеоозерные котловины заполнялись водой. Локальные понижения полого-волнистой водораздельной поверхности интенсивно заболачивались. На незаболоченных территориях происходило расселение степных ландшафтов и их трансформация в луговые. Лес занимал гривы, уходя с равнинных низменностей. Реки становились более полноводными, озерные расширения и площадка первой надпойменной террасы переходили в режим высокой, а возможно и регулярно затапливаемой, поймы. Для кочевого скотоводства озерно-болотные ландшафты водоразделов в целом могли быть не особо благоприятны и предпочтения в таких условиях отдавались наиболее локально-возвышенным автоморфным участкам. Для придомного скотоводства наиболее благоприятными, вероятно, являлись возвышенные автоморфные территории, граничащие с приречными ландшафтами. Такой сценарий мог существовать в эпоху раннего железного века и средневековья. В эпоху раннего железного века этнокультурную ситуацию в лесостепной полосе от Урала до Приобья определяли носители саргатской культуры. Основу их хозяйственной деятельности составляло скотоводство, которое, в зависимости от меняющихся в течение периода существования культуры природно-климатических, социально-экономических и политических факторов, могло быть пастушеским, отгонным или полукочевым (Чикункова, 2006). В эпоху средневековья на территории Барабинской лесостепи проживало местное потчевашское население (горносталевский этап), ведущее комплексное хозяйство, в котором преобладало пастушеское скотоводство при наличии рыболовства, охоты и собирательства (Молодин, 1988). В эпоху средних веков население, в основном, занимало гривы и бровку пологой водораздельной поверхности. Таким образом, с одной стороны удовлетворяется потребность в воде, а с другой памятники располагаются вне зоны потенциального подтопления. Всего лишь треть района занята гривным и слаборасчлененным междуречным рельефом, но и здесь пригодность территории определяется близостью постоянных источников воды.

Палеогеографические модели этих эпох можно использовать как палеоаналоги для прогноза. Особое значение при прогнозе изменений обстановок природной среды имеет учет районов, где экосистемы наиболее уязвимы при активизации экзогенных процессов, обусловленных климатическими изменениями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект №16-35-00409 мол_а.

Список литературы:

Архипов С.А., Волкова В.С., Бахарева В.А., Вотах М.Р., Левина Т.П., Кривоногов С.К., Орлова Л.А. 1994. Природно-климатические изменения в Западной Сибири к 2000 г. // Геология и геофизика. Т. 35, № 1, с. 3–21.

Архипов С.А., Волкова В.С. 1994. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири // СО РАН, Объедин-т геологии, геофизики и минералогии. Отв. ред. А.В.Каныгин. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 105 с.

Будыко М.И. 1984. Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 487 с.

Волков Е.Н. 2012. Хозяйство и система землепользования байрыкско-лыбаевского населения лесотепного и подтаежного Притобья (эпоха энеолита) // Вестник археологии, антропологии и этнографии, № 1, с. 12 – 21.

Глушкова Н.В., Чупина Д.А., Пчельников Д.В., Болдырев И.И., Селятицкая Н.А. 2016. Картографирование и мониторинг процессов аридизации на юге Западно-Сибирской равнины// География и природные ресурсы, № 1, с. 133–140.

- Домникова Е.И., Моторин В.В., Шевчук И.Ф. 1983. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кулундинско-Барабинская. Лист N-43-V. М.: Издательство Недра, 95 с.
- Зольников И. Д., Глушкова Н. В., Лямина В. А., Смоленцева Е. Н., Королук А. Ю., Безуглова Н. Н., Зинченко Г. С., Пузанов А. В. 2011. Индикация динамики природно-территориальных комплексов юга Западной Сибири в связи с изменениями климата // География и природные ресурсы, № 2, с. 155–160.
- Зольников И. Д., Лямина В. А., Королук А. Ю. 2010. Комплексная технология картографирования и мониторинга гетерогенного растительного покрова // География и природные ресурсы, № 2. с. 126–131.
- Кирюшин Ю.Ф., Косинцев П.А., Папин Д.В., Федорук А.С. 2010. Вопросы хозяйственной деятельности Обь-Иртышья в эпоху поздней бронзы // Хозяйственно-культурные традиции Алтая в эпоху бронзы: сборник научных трудов, Барнаул: Слово, 160 с.
- Кривоногов С.К., Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Бобров В.А. 2013. Стратиграфия и возраст сапропелей в озерах юга Западной Сибири // Материалы VII Всероссийского литологического совещания «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории». Новосибирск, 28.10.2013 — 31.10.2013. Новосибирск: т. 2, с. 102 – 105.
- Левина Т.П., Орлова Л.А. 1993. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. № 3, с. 37–50.
- Молодин В.И. Соловьев А.И., Чемякина М.А., Сумин В.А., Ануфриев Д.Е., Евтеева Е.М., Князев А.О., Кравченко Е.В. 2011. Археологические памятники Чановского района Новосибирской области. Новосибирск: Научно-производственный центр по сохранению историко-культурного наследия, Институт археологии и этнографии СО РАН, 258 с.
- Молодин В.И. 2014. Этнокультурная мозаика в Западной Барабе (эпоха поздней бронзы – переходное время от эпохи бронзы к железному веку. XIV – VIII века до н.э.) // Археология, этнография и антропология Евразии, № 4, с. 54 – 63.
- Молодин В.И., Новиков А.В. 1998. Археологические памятники Венгеровского района Новосибирской области. Новосибирск: Научно-производственный центр по сохранению историко-культурного наследия, 140 с.
- Чикунова И. Ю. 2006. Хозяйство и быт населения саргатской культуры (к реконструкции хозяйственно-культурного типа): Автореф. дис. ... канд. истор. наук. Тюмень, 25 с.
- Чупина Д.А., Зольников И.Д. 2016. Геоинформационное картографирование форм и типов рельефа на основе морфометрического анализа // Геодезия и картография, № 6, с. 35–43.

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНОГО ФАКТОРА НА ИНИЦИАЛЬНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ФЕННОСКАНДИИ

В.Я. Шумкин

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
shumkinv@yandex.ru

THE INFLUENCE OF NATURAL FACTORS AT THE INITIAL SETTLEMENT OF THE NORTHERN FENNOSCANDIA

V.J. Shumkin

Institute of history of material culture RAS, Saint-Petersburg, Russia

Во все времена природные условия, а особенно их изменения и флуктуации, влияли на жизнедеятельность человеческих коллективов. Проникновение потомков постаренбургской общности (наследники финальнопалеолитической гамбургской археологической культуры охотников на северного оленя) с южной оконечности Скандинавии (Сконе), довольно быстро (не позднее 10 т. л. назад), вдоль норвежского побережья, завершилось на самых северных границах Лапландии (рис.1). В этих событиях, возможно, приняли участие и коллективы, обосновавшиеся на еще существовавшем тогда Доггерленде (Ballin, 2016). Поступательному продвижению на север, способствовали ускоренное освобождение этих участков от ледника (Кошечкин, 1975; Hald, Aspeli, 1997; Larsen, Lysa, Demidov, Funder, Houmark-Nielsen, Kjaer

,Murray, 1999; Moller, 2003) и использование водного (морского) транспорта (Trompau, 1987) что косвенно подтверждается очень ранним заселением удаленных островов в незамерзающих водах Северного, Норвежского и Баренцева морей. Небольшие мезолитические коллективы морских собирателей и рыболовов, попав в экстремальные условия, оказались в изолированном положении, сопровождавшимся стагнацией и даже деградацией материальной культуры (Yesner, 1980; Renouf, 1984; Woodman, 1885; Шумкин, 1986а, 1993), но, тем не менее, сохранили древние мировоззренческие традиции, о чем свидетельствуют крупные (до 7м) натуралистические, выполненные методом "прошлифовки" линий, петроглифы этого времени и, несколько более поздние, писаницы с рисованными красной охрой изображениями, в основном, геометрических форм (Shumkin, 1990, Shumkin, 2000). Для стоянок это очень малочисленное население (мезолитическая культура комса) выбирало наиболее удобные места, исходя из существующего окружения и условий, руководствуясь, основным направлением хозяйственной деятельности, ориентированным на "бродячее" морское собирательство ("дары моря", включая моллюсков и выброшенных на берег штормами рыбу и морских млекопитающих). Орудийный арсенал был очень ограничен и прост, но его изготовление требовало знания сырьевой базы (Шумкин, 2016; 2016а) оптимальных принципов раскалывания разных пород камня, что достигалось опытом многих предшествующих поколений и основывалось на использовании разных технологических приёмов (отщеповой и пластинчатый). Но даже такой набор рабочих инструментов был эффективен и позволял выживать древним сообществам при чрезвычайно обильной морской фауне тех лет в данном рефугиуме (Шумкин, 1986а). Ещё в первой половине XIX века известный исследователь Севера Михаил Рейнеке писал: *"Иногда в течение лета выбрасывает на берег (Мотовского залива) до 10 китов, обыкновенно менее, но весьма редко ни одного. Все берега покрыты костями или не истлевшими еще остатками сих животных"*. До начала XX века приморский участок Кольской земли от Мурманска до полуострова Рыбачий нередко именовали Китовым берегом.

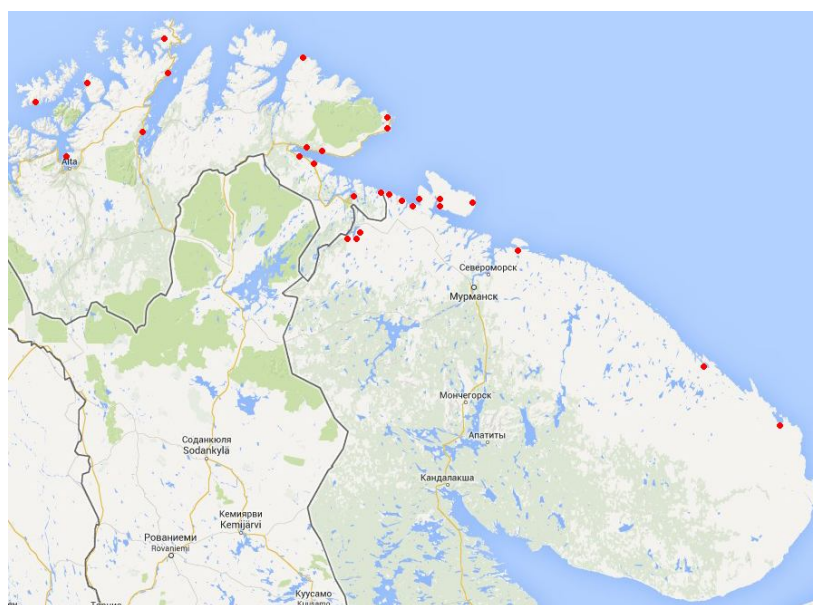


Рис. 1. Самые ранние (мезолит) археологические стоянки Северной Фенноскандии.

В описании герба города Кола, утвержденном 2 октября 1781 года, говорится: *"... Во второй части кит в голубом поле. В знак того, что жители того города в ловле сих рыб упражняются"* Наверняка, в древности случаи "вымета" на берег морских млекопитающих тоже не были редкостью.

Освоение территории населением культуры комса зависело от природных условий, в которых они находились Отложения последнего (валдайского) оледенения покрывают почти весь регион. Однако распространение валунов ледникового происхождения, и направление морских отложений, показывают, что кромка северо-западного побережья Норвегии и

Мурманского берега от полуострова Рыбачий до мыса Святой Нос, не были покрыты ледником в это время. Согласно общепринятой точке зрения, освобождение большей части Лапландии от ледника произошло еще в аллереде и молодом дриасе, однако, дискуссионным остается вопрос о наличии обширных пространств омертвевшего льда в центре её восточной части вплоть до позднего бореала (Yevzerov, Nikolaeva, 2007). По данным С.М. Мягкова полное исчезновение остатков ледника в Хибинах относится к периоду 9500-8500 л.н. (некалиброванные радиоуглеродные даты) (Мягков, 1995). По результатам исследования болота в долине р. Лютнермайок (западный склон Хибин, высота 360 м н.у.м.) сделан вывод, что в раннем голоцене здесь уже существуют сосново-березовые леса с примесью ольхи и ивы. Период 6000-5000 л.н. был временем климатического оптимума, в это время верхняя граница леса могла располагаться на 250-300 м выше, чем сегодня. Такие же данные существуют для территории северной Норвегии. В период около 5500-5300 л.н. в Хибинах появляется ель, одновременно ее распространение происходит в Ловозерских тундрах к северо-востоку от Хибин (Елина и др., 1995; Kremenetski, Vaschalova, Sulerzhitsky, 1999).

Наступившие благоприятные природно-климатические условия способствовали более ускоренному развитию местного населения и позволили к началу неолита (около 6,5 т.л. назад) заселить практически все регионы Северной Фенноскандии. Последними стали берега северной Ботнии, побережье Белого моря и центральная часть Кольского полуострова. Постепенно осваиваются новые виды и источники сырья (сланец, шифер), что способствовало совершенствованию техники обработки и производству новых типов орудий, налаживанию контактов с более южным населением, от которого заимствуются навыки керамического производства. Всё более существенными становятся признаки начала активной приморской адаптации (прибрежный зверобойный промысел, основные приёмы которого ещё тесно связаны с навыками сухопутной охотничьей практики – забой морских млекопитающих на лежбищах). Эти изменения оказывали, наряду с природными и социальными факторами, значительное стабилизирующее воздействие на местные популяции. Неолитический период (6,5-4 тыс. лет назад) для населения Северной Фенноскандии характеризуется определенными прогрессивными изменениями во всех областях хозяйственной и культурной жизни, происходившими, в основном, за счет внутреннего развития общества.

Эпоха раннего металла (4-2,5 тыс. лет назад) – чрезвычайно важный, интересный, и во многом определивший последующее развитие, этап истории древнего населения Северной Фенноскандии. Появляются, особенно в приморских районах, сотни долговременных поселений с многочисленными углублёнными жилищами (Шумкин, Колпаков, Тарасов. 212). Выбор мест обитания (кромка морского побережья), фаунистические остатки (морские млекопитающие, в основном, тюлени), орудийные комплексы (гарпуны, в том числе поворотные, крупные рыболовные крючки, грузила, якоря) и объекты духовной культуры (сюжеты петроглифов) определенно свидетельствуют о сложившейся специализированной культуре охотников на морского зверя. Учитывая обилие природных ресурсов региона и довольно высокий уровень материальной культуры, можно считать выбранную адаптационную модель очень удачной, на тот момент позволяющей населению устойчиво «процветать» и развиваться в данном арктическом окружении. Необходимость объединения крупных устойчивых коллективов для результативной морской охоты приводит к появлению внушительных по размерам поселений и консолидации общества. Изобретение специализированных эффективных орудий морского промысла (особенно, поворотные гарпуны) обеспечивало результативность охоты. Антропологические данные (Хартанович и др., 2009; Der Sarkissian et al., 2013; Хартанович, Моисеев, 2016) свидетельствуют (по данным Кольского Оленеостровского могильника, 3,5 тыс.л. назад) о хорошем физическом состоянии этой популяции охотников на морского зверя эпохи раннего металла и долголетию (более 60 лет) её членов, как мужчин, так и женщин.

Около 4500 л.н. начинаются изменения климата, которые приводят к смене растительности. Происходит увеличение доли березы в спектрах, которое, возможно,

объясняется расширением зоны горной лесотундры. Период 4500-3000 л.н. характеризуется началом активного накопления торфа в болотах всего региона, распространением ели и значительным сокращением доли сосны (Kremenetski et al., 1997). Одновременно, происходит увеличение доли сфагновых болот, которое начинается примерно 3000 л.н. (Kremenetski, et al., 1999).

На протяжении всей истории аборигенное население Лапландии успешно приспосабливалось к окружающей природной обстановке, рельефу, гидросистемам, животному и растительному миру. Знание соответствующих данных и проецирование их на отдаленные времена во многом способствует результативной исследовательской поисковой работе по обнаружению археологических объектов. Установление причинно-следственной связи между сменой природного окружения и культурными трансформациями древних обществ соответствует общепризнанной методологии построения периодизаций каменного века.

Список литературы:

Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А., Усова Л.И. 1995. Палеорастительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристо-топяного болота) // Ботанический журнал, вып. 8 (3), с. 1-16.

Кошечкин Б.И. 1975. Перемещение береговой линии Баренцева и Белого морей в позднеледниковое время. // Известия АН СССР (серия географ.), № 4.

Мягков С.М. 1995. География природного риска. М.: 258 с..

Хартанович В.И. Боруцкая С.В., Васильев С.В., Шумкин В.Я. 2009. Результаты археолого-антропологического исследования позднеледниковой могильника Большого Оленьего острова Кольского залива // Экология и демография человека в прошлом и настоящем. М.: с. 29-30.

Хартанович В.И., Моисеев В.Г. 2016. Антропологический состав древнего населения Кольского полуострова (по краниологическим материалам могильника эпохи раннего металла на Большом Оленьем острове Баренцева моря) // Мезолит и неолит Восточной Европы: хронология и культурное взаимодействие. ИИМК РАН, МАЭ РАН, СПб.: с. 128-145.

Шумкин В.Я. 1984. Каменная и костяная индустрии мезолита – раннего металла Кольского полуострова. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата исторических наук. Л.: ЛГУ, 18 с.

Шумкин В.Я. 1986. Мезолит Кольского полуострова // СА, № 2. с. 15–33.

Шумкин В. Я. 1988. К вопросу о формировании хозяйственно-культурных типов у древнего населения Кольского полуострова // Краткие сообщения о докладах и полевых исследованиях института археологии. Вып. 193. М.: с. 9-14.

Шумкин В.Я. 1989. Принципы классификации кварцевой индустрии // Комплексные методы исследования археологических источников. М.: с. 23–24.

Шумкин В.Я. 1993. Ранний каменный век западной части Европейской Арктики: (мезолит Северной Скандинавии) // Древности Северо-Запада России. СПб.: с. 34–59.

Шумкин В.Я. 2016. Отчет о работе Кольской археологической экспедиции в 2015 г. Архив ОПИ ИА РАН.

Шумкин В.Я. 2016а. Освоение сырьевых ресурсов и развитие материальной культуры населения Кольского полуострова в каменном веке. // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Мурманск.

Шумкин В.Я., Колпаков Е.М., Мурашкин А.И. 2006. Некоторые итоги новых раскопок могильника на Большом Оленьем острове Баренцева моря // Записки ИИМК РАН, вып. 1. СПб.: с. 42-52.

Шумкин В.Я., Колпаков Е.М. 2009. Новый центр наскального творчества Северной Европы: антропоморфные композиции Канозера // Человек и древности. М.: с. 294-302.

Шумкин В.Я., Колпаков Е.М., Тарасов А.Ю. 2012. Поселение Завалишина-5 на берегу Баренцева моря // Первобытные древности Евразии. М.: с. 611-622.

Шумкин В.Я., Колпаков Е.М. 2012а. Краткая история археолого-геоморфологического изучения Русской Лапландии // Геоисторические и геоэтнокультурные образы и символы освоения арктического пространства. Поморские чтения по семиотике культуры, вып. 6. Архангельск: с. 115-128.

- Ballin T.B. 2016. Rising waters and processes of diversification and unification in material culture – the flooding of Doggerland and its effect on NW European prehistoric populations between c. 13,000 and 1,500 cal BC // *Journal of Quaternary Science*,
- Der Sarkissian C., Balanovsky O., Brandt G., Khartanovich V., Buzhilova A., Koshel S., Zaporozhchenko V., Gronenborn G., Moiseyev V., Kolpakov E., Shumkin V., Alt K.W., Balanovska E., Cooper A., Haak W. 2013. Ancient DNA Reveals Prehistoric Gene-Flow from Siberia in the Complex Human Population History of North East Europe // *PLoS, Genet* 9 (2), p. 344.
- Hald M. & Aspeli R. 1997. Rapid climatic shifts of die northern Norwegian Sea during the last deglaciation and the Holocene // *Boreas* 6, pp. 15-28.
- Kremenetski, C., Vaschalova, T., Goriachkin, S., Cherkinsky, A., Sulerzhitsky, L. 1997. Holocene pollen stratigraphy and bog development in the western part of the Kola peninsula, Russia // *Boreas*, 26, pp. 91-102.
- Kremenetski, C., Vaschalova, T. and Sulerzhitsky, L. 1999. The Holocene vegetation history of the Khibiny Mountains: implications for the post-glacial expansion of spruce and alder on the Kola Peninsula, northwestern Russia // *Journal of Quaternary Science*, Vol. 14, pp. 29–43.
- Larsen E., Lysa A., Demidov I., Funder S., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., & Murray A.S. 1999. Age and extent of the Scandinavian ice sheet in northwest Russia // *Boreas* 28 (1), pp. 115-132.
- Moller J. 2003. Late Quaternary Sea Level and Coastal Sediment in the European North // *Journal of Coastal* № 19-3, pp. 731-737.
- Murashkin, A.I., Kolpakov, E.M., Shumkin, V.Ya., Khartanovich, V.I. & Moiseyev, V.G. . 2016. Kola Oleneostrovskiy Grave Field: A Unique Burial Site in the European Arctic // *New Sites, New Methods. The Finnish Antiquarian Society, Iskos* 21. Helsinki: pp. 187–199.
- Renouf M.A.P. 1984. Northern coastal hunter-fishers: an archaeological model // *World Archaeology* 16 (1), pp.18-27.
- Shumkin V.Y. 1990. The rock art of Russian Lapland // *Fennoscandia archaeologica*, vol. 7, pp. 53–67.
- Shumkin V.Y. 1992. Models of subsistence among the ancient population of the Kola peninsula // *Fenno - ugri et slavi*. Helsinki: pp. 146–150.
- Shumkin V.Y. 1992. Models of subsistence among the ancient population of the Kola peninsula // *Fenno - ugri et slavi*. Helsinki: pp. 146–150.
- Shumkin V.Y. 2000. The rock art, labyrinths, seids and beliefs of Eastern Lapland's ancient population // *Myanndash. Rock art in the Ancient Arctic*. Rovaniemi, pp. 202–241.
- Tromnau G. 1987. Late Palaeolithic Reindeer-Hunting and the Use of Boats // *Late Glacial in Central Europe*. Wroclaw: pp. 95-105.
- Woodman P.C. 1993. The Komsa Culture. A Re-examination of its Position in the Stone Age of Finnmark // *Acta Archaeologica*, vol. 63.
- Yesner D.R. 1980. Maritime hunter-gatherers: Ecology and Prehistory. // *Current Anthropology* 21 (6), pp. 727-750.
- Yevzerov V., Nikolaeva S. 2007. Geological evidence of the seismicity in the Kola region during the Late Pleistocene and Holocene // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 46, pp. 129–134.
-

ВОЗРАСТ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК ЮЖНОГО ПРИАЗОВЬЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

**В.Е. Щелинский¹, А.С. Тесаков², В.В. Титов³, Я.А. Измайлов⁴, В.С. Байгушева⁵,
А.Н. Симакова², П.Д. Фролов²**

¹ Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,
shchelinsky@yandex.ru;

² Геологический институт РАН, Москва, Россия, tesak@ginras.ru, pavlenty987@mail.ru,
simak2001@mail.ru;

³ Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия, vvtitov@yandex.ru;

⁴ Международный инновационный университет, Сочи, Россия, izmailov.yakub@mail.ru;

⁵ Азовский музей-заповедник, Азов, Россия, paleorostov@yandex.ru.

THE AGE OF THE EARLY PALEOLITHIC SITES OF THE SOUTHERN AZOV SEA REGION: STATE OF THE ART

**V.E. Shchelinsky¹, A.S. Tesakov², V.V. Titov³, Ya.A. Izmailov⁴, V.S. Baigusheva⁵,
A.N. Simakova², P.D. Frolov²**

¹ Institute for the History of the Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia;

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia;

³ Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia;

⁴ International innovative University, Sochi, Russia;

⁵ Azov museum-reserve, Azov, Russia.

В Южном Приазовье в настоящее время известно шесть раннепалеолитических стоянок. Они сосредоточены компактной группой на северном берегу Таманского п-ва у пос. «За Родину» в 25 км к западу от г. Темрюка (Щелинский, 2010, 2014). Рельеф территории расположения стоянок типичен для Керченско-Таманского р-на и представляет собой чередование невысоких антиклинальных гряд с максимальной отметкой 74,7 м («гора Тиздар») и синклинальных низин, часто занятых лиманами. Территория сложена субаквальными, грязевулканическими и субаэральными преимущественно плейстоценовыми отложениями. Установлено, что отложения, относимые к палеоплейстоцену (куяльнику) более дислоцированы по сравнению с отложениями эоплейстоцена (апшерона/гурия) (Измайлов, Щелинский, 2013). Стоянки располагаются непосредственно у берега Азовского моря и их культуросодержащие слои обнажаются в береговом абразионно-оползневом уступе. Три стоянки (Кермек, Родники 1 и Родники 2) сохранились *in situ*. Три других – (Богатыри/Синяя Балка, Родники 3 и Родники 4) содержат переотложенные культуросодержащие слои. По имеющимся данным, все стоянки относятся к раннему плейстоцену, при этом они разновременны.

Наиболее ранней из них является стоянка Кермек. Эта стоянка, открытая в 2008 г., связана с давно известной толщей отложений разреза Тиздар, впервые описанной ещё в 1930-е годы И.М. Губкиным и М.И. Варенцовым и детально изученной в 1980-е годы сотрудниками ГИНа под руководством Э.А. Вангенгейм. По результатам малакологических исследований И.Г. Тактакишвили, В.Н. Семененко и П.Д. Фролова, а также палеомагнитных исследований (образцы из нижней и верхней частей толщи обладают обратной намагниченностью), эти слои традиционно относятся к позднему куюльнику, верхняя граница которого совпадает с палеомагнитным эпизодом Олдувей (около 1,8 млн л.н.), причем верхи куюльника отвечают низам апшерона (Губкин, Варенцов, 1933; Певзнер, 1989; Вангенгейм и др., 1991; Pevzner et al., 1998; Тесаков и др., 1999; Тесаков, 2004; Фролов, 2013). Мощная толща отложений, включающая местонахождения Тиздар 1 и 2 и стоянку Кермек, располагается в 250 м к востоку от устья Синей балки и хорошо обнажается вдоль современного пляжа на протяжении примерно 100 м. Она дислоцирована и состоит из моноклинально залегающих (падение восточное до 50°) переслаивающихся глин морского генезиса, прибрежно-морских песков, пляжевых гравийно-галечных горизонтов и

грязевулканических отложений (сопочной брекчии). Сверху толща срезана эрозией и перекрыта недислоцированной, залегающей горизонтально, 5-метровой пачкой аллювиально-делювиальных отложений конца среднего-начала позднего плейстоцена (с остатками *Mammuthus trogontherii* cf. *chosaricus*, *Bison* sp. и *Equus* cf. *chosaricus*, хазарский териокомплекс). В этих отложениях обнаружены артефакты среднего палеолита с выраженной леваллуазской технологией расщепления камня.

Моноклиналичную толщу можно разделить на три пачки: *нижнюю* (до 15 м), глинистую, до первого горизонта ожелезненного гравия, имеющую обратную намагниченность, *среднюю* (до 30–35 м), не изученную пока на предмет палеомагнетизма, представляющую собой чередование не менее чем пяти маломощных (от 0,2 до 1 м) гравийно-галечных горизонтов (пляжевые фации солоноватоводного бассейна) с хорошо промытыми желтыми и светло-серыми песками (мелководные фации), а также *верхнюю* (до 12–15 м), вновь более глинистую, характеризующуюся обратной намагниченностью. В толще имеются брекчированные прослои глин, являющиеся наземными и, возможно, подводными грязевулканическими пластовыми залежами. Нижний горизонт ожелезненных гравийно-галечных отложений средней пачки залегает на зеленовато-серых слоистых песчанистых глинах, по-видимому, морского происхождения, с четким размывом. Широкую известность этой толще придают, прежде всего, два палеонтологических местонахождения Тиздар 1 и Тиздар 2, связанные, соответственно, с нижним и верхним гравийно-галечными горизонтами в средней пачке отложений. Они охарактеризованы кузальницкой малакофауной с *Dreissena theodori*, и находками ранних некорнезубых полевок *Allophaiomys*. Отличительным признаком комплекса Тиздар 1 (региональная зона по грызунам MQR11), является сосуществование *Allophaiomys deucalion* и поздней формы *Borsodia*, тогда как для комплекса Тиздар 2 (MQR10) свойственно сочетание *A. deucalion* и ранних форм Lagurini - *Prolagurus ternopolitanus* и *Lagurodon arankae*. Оба этих комплекса относятся к ранней стадии псепупского териокомплекса и, с учётом палеомагнитных данных, датируются интервалом 1,8-2,1 млн л.н. (Pevzner et al., 2001; Тесаков, 2004).

Культуросодержащий слой стоянки Кермек располагается в разрезе между этими слоями с ископаемыми остатками. Он связан со вторым снизу горизонтом пляжевых гравийно-галечных отложений. От местонахождения Тиздар 1 его отделяют слой белого прибрежно-морского песка (до 1 м) с *Dreissena polymorpha* и *Theodoxus* sp. и слой тёмно-серой грязевулканической глины с обильными неокатанными обломками доломитов миоценового возраста (до 4 м), на котором он залегает. Местонахождение Тиздар 2 располагается много выше культуросодержащего слоя. Таким образом, стратиграфическое положение стоянки отчётливо свидетельствует, что возраст её соответствует возрасту палеонтологических местонахождений Тиздар 1 и Тиздар 2. Как и эти местонахождения, она датируется пока в широком хронологическом диапазоне от 1,8 до 2,1 млн л. н., что подтверждается и фауной из слоя (Щелинский, 2013а; Shchelinsky et al., 2016). В функциональном отношении стоянка относится к типу пляжевых кратковременных и неоднократно посещаемых стоянок.

На настоящий момент малакофауна Кермека содержит *Fagotia esperi*, *F. acicularis*, *F. sp.*, *Theodoxus* aff. *transversalis*, *T. danubialis*, *T. cf. danubialis*, *Parafossarulus* sp. (*operculum*), *Bythinia* sp. (*operculum*), *Lithoglyphus* sp., *Micromelania* sp., *Viviparus* sp., *Limax* sp., *Dreissena polymorpha*, *Margaritifera* (*Margaritifera*) *arca*, *Bogatschevia* sp. (Frolov, 2013). Все это пресноводные и солоновато-водные моллюски в целом такого же состава как в Тиздаре 1 и Тиздаре 2. Обращает на себя внимание совместное присутствие ископаемой жемчужницы *Margaritifera arca* и унионид *Bogatschevia*, характерное, например, для бошерницкого комплекса моллюсков, коррелируемого с ранним и средним апшероном (ранним калабрием) (Чепалыга, 1967). Однако наличие в рассматриваемых комплексах киммерийского реликта *Dreissena theodori* (в Кермеке эта форма пока не найдена, но имеется в Тиздаре 2) и отсутствие в них унионид *Pseudosturia*, типичных для второй половины раннего плейстоцена

(эоплейстоцена, калабрия), свидетельствует, что эти малакокомплексы относятся к позднему куяльнику.

Мелкие млекопитающие из Кермека идентичны формам тиздарского комплекса. Среди них особенно показательны находки *Allophaiomys deucalion*, Lagurini gen., и *Spermophilus* sp. Эти формы грызунов характерны для комплекса Тиздара 2 (MQR10). Как отмечалось, эта зона, как и несколько более ранняя зона MQR11, сопоставляется с ранней фазой псекупского фаунистического комплекса (Тесаков, 2004), датируемого в настоящее время интервалом 1,55-2,15 млн л. н. (Титов и др., 2012). Остатки крупных млекопитающих из культуросодержащего слоя стоянки, пока малочисленны и фрагментарны. Но они также указывают на её вероятный позднепалеоплейстоценовый - раннеэоплейстоценовый возраст. Среди определимых остатков выявлены: *Archidiskodon meridionalis* cf. *meridionalis*, *Stephanorhinus* aff. *etruscus*, *Elasmotherium* sp., *Equus* sp., Cervidae gen. indet., *Trogotherium* sp. и Delphinidae gen. indet. Эта ассоциация животных характерна для раннего плейстоцена (гелазия) юга Восточной Европы, в том числе, и для псекупского фаунистического комплекса. Она свидетельствует о том, что стоянка Кермек располагалась в зоне саванноподобных ландшафтов, граничащих с морским водоёмом (Shchelinsky et al., 2016).

Две другие хорошо сохранившиеся стоянки Родники 1 и Родники 2, по-видимому, гораздо моложе Кермека, хотя данных для обоснования их возраста пока недостаточно. Стоянки располагаются поблизости одна от другой и имеют сходную геологическую позицию (Щелинский, 2014, 2016). Обе связаны с гравийно-галечным горизонтом в основании мощной (до 15 м) толщи прибрежно-морских песков, залегающих на цоколе из тёмно-серых грязевулканических глин. Толща дислоцирована и наклонена на юго-запад под углом около 30°. Культуросодержащим слоем стоянок является базальный гравийно-галечный горизонт. По составу и структуре он не тождественен на стоянках, однако, в целом, представляет собой маломощную пачку (от 0,5 до 1 м) тонких гравийно-галечных прослоёв, состоящих преимущественно из неокатанных и слабоокатанных обломков (от мелких [2-3 см] до крупных [10-15 см] с единичными глыбами [до 30-35 см]) доломита, многочисленных окатышей серой глины и серого песчано-гравийного заполнителя, перемежающихся с прослоями и линзами гравия, серого песка и светло-серого алевролита. Отмечено наличие раковинного детрита и обломков раковин дрейссен и унионид. В функциональном отношении стоянки Родники 1 и Родники 2 не отличаются от стоянки Кермек и характеризуются как пляжевые кратковременные и многократно посещаемые места обитания.

Прибрежно-морские пески, равно как и залегающие под ними культуросодержащие слои стоянок, с учётом имеющихся в них обломков раковин только дрейссен и унионид, правомерно сопоставлять с гурием – черноморским аналогом каспийской апшеронской трансгрессии (Shchelinsky et al., 2010 а, б), датируемой интервалом от 0,78 до 1,8 млн л.н. Конкретизировать возраст стоянок позволяет представительная фауна мелких млекопитающих, обнаруженная в культуросодержащих слоях. Эта фауна содержит *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus*, *Lagurodon arankae*, *Mimomys* cf. *savini*, *M.* cf. *pusillus*, *Mimomys* sp., *Borsodia* sp., *Ellobius* sp., *Allocricetus* cf. *ehiki*. Данные таксоны характерны для таманского териокомплекса. Учитывая эволюционный уровень *Allophaiomys*, возраст стоянок может быть определен в пределах 1,2-1,6 млн л.н. (Титов др., 2012; Shchelinsky et al., 2010 а, б). Костные остатки крупных млекопитающих на стоянках малочисленны, в основном фрагментарны и не достаточны для сколько-нибудь существенных выводов. Малоопределимые остеологические находки, в частности, на Родниках 1, представлены, главным образом, остатками животных, характерных для лесостепей: хищника cf. *Ursus*, хоботных cf. *Archidiskodon*, оленеобразного cf. *Capreolus*.

Это подтверждается результатами палинологического анализа культуросодержащих слоёв стоянок. В спектрах доминирует пыльца *Pinus*, *Ulmus*, *Juglans cinerea*, *Carya*, *Pterocarya* и *Chenopodiaceae*. Травянистая группа разнообразна и состоит из *Artemisia*, *Asteraceae*, *Salsola*, *Brassicaceae*, *Plumbaginaceae*, *Polygonaceae*, *Thalictrum* и *Fabaceae*. Эти

спектры показывают распространение лесостепных ландшафтов, представленных сочетанием смешанных лесов и лугово-степной растительности (Simakova, 2009). Обращает на себя внимание распространение лесов с обилием грецкого ореха (*Juglans cinerea*), что как раз характерно для лесных раннеплейстоценовых ландшафтов гурийского времени (Шатилова, 1974).

Три стоянки: Богатыри/Синяя Балка, Родники 3 и Родники 4, как отмечалось, переотложены. Тем не менее, и они неплохо датируются. Стоянка Богатыри/Синяя Балка (она же – стратотипическое местонахождение таманского фаунистического комплекса Синяя Балка) связана с крупным аллохтонным блоком, запрокинутым на север (азимут 195°, угол падения 75°). Образование его связывалось с развитием диапировой складки (Додонов и др., 2008). Позднее выяснилось, что этот блок отложений целиком заключен в массиве грязевулканических глин и, таким образом, представляет собой “ксенолитический пакет”, отторгнутый и перемещённый в древности грязевулканическим потоком от первичной зоплейстоценовой толщи, место расположения которой пока неизвестно (Измайлов, Щелинский, 2013). Несмотря на перемещение, отложения в этом ксенолитическом блоке сохранили целостность и стратиграфическую последовательность, хотя и были поставлены «на ребро». Важно отметить, что отложения стоянки находятся внутри того же грязевулканического массива, поверх которого располагаются хорошо стратифицированные стоянки Родники 1 и Родника 2. Тем самым, можно констатировать, что стоянка Богатыри/Синяя Балка древнее этих стоянок.

Из разреза стоянки (2 культуросодержащий слой) были отобраны 3 образца для палеомагнитного изучения. Первичная намагниченность образцов интерпретируется как обратная. Полученные палеомагнитные данные свидетельствуют о накоплении осадков во время эпохи Матуяма (0,78-2,58 млн л. н.). С учетом корреляции местонахождений таманского териокомплекса со второй половиной раннего плейстоцена, коррелятивный интервал может быть сужен до хрона C1r. 1r (0,78-0,99 млн л. н.). Однако новые биостратиграфические данные по крупным млекопитающим этого комплекса, могут указывать и на более древний возраст осадков стоянки и их корреляцию с хроном C1r. 2r (1,07-1,77 млн л. н.) (Додонов и др., 2008).

Фауна во всех трёх культуросодержащих слоях стоянки имеет сходный таксономический состав и принадлежит таманскому териокомплексу. Представлены типичные формы этого комплекса: *Archidiskodon meridionalis tamanensis*, *Equus* cf. *major*, *Elasmotherium caucasicum*, *Bison* sp., *Tragelaphini* gen., *Mimomys savini*, *Lagurodon arankae* и др. (Титов и др., 2012). Особенностью состава костного материала является доминирование остатков *A. m. tamanensis* и *E. caucasicum*, тогда как находки других травоядных среднего размерного класса, а также хищных единичны (Титов, Тесаков, 2009). Такой видовой состав отражает особенности стоянки. Многочисленность и слабая расчленённость костных остатков позволяет рассматривать эту стоянку как место разделки туш крупных животных (Щелинский, 2013 б).

Хронологический диапазон таманского фаунистического комплекса, изученного по целому ряду местонахождений Приазовья и Нижнего Дона, до недавнего времени датировался интервалом 0,8-1,1 млн л.н. (Вангенгейм и др., 1991). Но в последнее время на основании изучения мелких и крупных млекопитающих и корреляции с западноевропейскими аналогами его границы несколько изменены. Время существования этого биохронологического подразделения устанавливается в диапазоне 0,85-1,55 млн л.н. При этом возраст фауны Синея Балки (и стоянки Богатыри) определяется в интервале 1,2-1,5 млн л.н. (Титов и др., 2012).

Условия залегания культуросодержащих слоёв стоянок Родники 3 и Родники 4 аналогичны условиям залегания стоянки Богатыри/Синяя Балка. Они также связаны с отложениями ксенолитических пакетов, включённых в грязевулканический массив. Причём это тот же грязевулканический массив, в котором залегают культуросодержащие слои стоянки Богатыри/Синяя Балка. И это едва ли не единственные данные для датировки этих

стоянок, поскольку они практически не охарактеризованы надёжными фаунистическими материалами. Однако имеющиеся данные, позволяют предположить, что эти стоянки древнее Родников 1 и Родников 2. Их соотношение с возрастом стоянки Богатыри/Синяя Балка пока неясно.

Исследование проведено при поддержке РГНФ, проект № 15-01-00049 а. №№ 15-04-02079 а, 15-05-03958 а.

Список литературы:

- Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И., Певзнер М.А., Тактакишвили И.Г., Тесаков А.С. 1991. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, № 60, с. 41-52.
- Губкин И.М., Варенцов М.И. 1933. Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова и ближайшие задачи разведки на газ в пределах Таманского полуострова // Природные газы, № 7, с. 90-125.
- Додонов А.Е., Трубихин В.М., Тесаков А.С. 2008. Палеомагнетизм костеносных отложений местонахождения Синяя Балка/Богатыри // Ред. С.А. Васильев, А.П. Деревянко, Г.Г. Матишов. Ранний палеолит Евразии: новые открытия. Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН, с. 57-58.
- Измайлов Я.А., Щелинский В.Е. 2013. Геологическая ситуация раннепалеолитических местонахождений в Южном Приазовье на Таманском полуострове // Древнейший Кавказ: перекресток Европы и Азии. Ред. С.А. Васильев, А.В. Ларионова. СПб.: изд-во ИИМК РАН, с. 20-39.
- Певзнер М.А. 1989. Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитохронологической шкале // Бюлл. Ком. по изуч. четверт. пер. АН СССР, № 58, с. 117-124.
- Тесаков А.С. 2004. Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) // Тр. ГИН РАН, вып. 554, с. 1-247.
- Тесаков А.С., Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. 1999. Находки древнейших некорнезубых полёвок *Allophaiomys* и *Prolagurus* на территории Восточной Европы // ДАН, т. 366, № 1, с. 93-94.
- Титов В.В. Тесаков А.С. 2009. Таманский фаунистический комплекс: ревизия типовой фауны и стратотипа // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: изд-во СО РАН, с. 585-588.
- Титов В.В., Тесаков А.С., Байгушева В.С. 2012. К вопросу об объеме псекупского и таманского фаунистических комплексов (ранний плейстоцен, юг Восточной Европы) // Палеонтология и стратиграфические границы. Отв. ред. Т.Н. Богданова. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, с. 142-144.
- Фролов П. Д. 2013. Раннеплейстоценовая (куяльницкая) малакофауна местонахождения Тиздар (Таманский полуостров, Россия): стратиграфия и палеоэкология // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Гл. ред. Г.Г. Матишов. Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН, с. 659-660.
- Чепалыга А.Л. 1967. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение // Труды ГИН АН СССР, т. 166, 222 с.
- Шатилова И.И. 1974. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси: изд-во Мецниереба, 193 с.
- Щелинский В.Е. 2010. Памятники раннего палеолита Приазовья // Человек и древности. Ред. И.С. Каменецкий, А.Н. Сорокин, М.: изд-во Гриф и К°, с. 57-77.
- Щелинский В.Е. 2013 а. Кермек – стоянка начальной поры раннего палеолита в Южном Приазовье // (ред.). Фундаментальные проблемы археологии, антропологии и этнографии Евразии. Ред. В.И. Молодин, М.В. Шуньков. Новосибирск: изд-во ИАЭ СО РАН, с. 153-171.
- Щелинский В.Е. 2013 б. Функциональные особенности олдованских стоянок на Таманском полуострове в Южном Приазовье (геологические и археологические свидетельства) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Гл. ред. Г.Г. Матишов. Ростов-на-Дону: изд-во ЮНЦ РАН, с. 713-716.
- Щелинский В.Е. 2014. Эоплейстоценовая раннепалеолитическая стоянка Родники 1в Западном Предкавказье. СПб.: изд-во ИИМК РАН, 168 с.
- Щелинский В.Е. 2016. Каменная индустрия раннеплейстоценовой стоянки Родники 2 на Таманском полуострове // Археологические вести, вып. 22 (в печати).
- Pevzner M.A., Tesakov A.S., Vangengeim E.A. 1998. The position of the Tizdar Locality (Taman Peninsula, Russia) in the magnetochronological scale // Paludicola, vol. 2 (1), pp. 95-97.

Pevzner M.A., Vangengeim E.A., Tesakov A.S., 2001. Quaternary zonal subdivision of Eastern Europe based on vole evolution // *Bollet. Societa Paleontologica Italiana*, vol. 40 (2), pp. 269-274.

Shchelinsky V.E., Dodonov A.E., Baigusheva V.S., Kulakov S.A., Simakova A.N., Tesakov A.S., Titov V.V. 2010a. Early Palaeolithic sites on the Taman Peninsula (Southern Azov Sea region, Russia): Bogatyri / Sinyaya Balka and Rodniki // *Quaternary International*, vol. 223–224, pp. 28–35.

Shchelinsky V., Tesakov A., Titov V. 2010b. Early Paleolithic sites in the Azov Sea Region: stratigraphic position, stone associations, and new discoveries // V.V. Titov, A.S. Tesakov (eds.). *Quaternary stratigraphy and paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia*. – Rostov-on-Don, SSC RAS Publishes, pp. 148–149.

Shchelinsky V.E., Gurova M., Tesakov A.S., Titov V.V., Frolov P.D., Simakova A.N. 2016. The Early Pleistocene site of Kermek in western Ciscaucasia (Southern Russia): Stratigraphy, biotic record and lithic industry (preliminary results) // *Quaternary International*, vol. 393, pp. 51-69.

Simakova A. 2009. Palynological study of the early Pleistocene Bogatyri/Sinyaya Balka and Rodniki sites (Taman Peninsula, Russia) // *The Quaternary of Southern Spain: a bridge between Africa and the Alpine Domain*. Abstract Annual Meeting SEQS. Orce and Lucena, pp. 36-37.

МАСШТАБНЫЕ УРОВНИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Н.Б. Леонова¹, Е.А. Виноградова¹, О.А. Воейкова², С.А. Несмеянов²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, исторический факультет, Москва, Россия, nbleonova@gmail.com

²Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева, Москва, Россия, voa49@mail.ru

SCALE LEVELS OF PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTIONS

N.B. Leonova¹, E.A. Vinogradova¹, O.A. Voeikova², S.A. Nesmeyanov²

¹M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of History, Moscow, Russia

²Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Moscow, Russia

Разработка методологии и комплекса методик разномасштабных и разноплановых палеореконструкций – актуальная проблема палеоэкологии и палеогеографии палеолита. Для ее решения используется новый методологический и методический материал по палеоэкологическим реконструкциям для палеолитических стоянок открытого типа. Корректное построение таких реконструкций, в конечном счете, должно позволить моделировать системы жизнеобеспечения и природопользования для исследуемой эпохи.

Палеоэкологический анализ многофакторен и опирается на комплексный подход, учитывающий материалы геолого-геоморфологических (включая его многочисленные методы, в частности компьютерные реконструкции культуросодержащей толщи и трехмерного моделирования культурного слоя и т.д.), археологических (в том числе планиграфический, микростратиграфический, микрофациальный и др.), палеозоологических, педологических, палинологических и других исследований. Необходимо выработать рациональные варианты последовательности и комплексирования различных методов. Особенно важен масштабный фактор, определяющий территории и детальность исследований на каждом уровне (например, для редко и часто посещаемых территорий и для мест обитания).

В локальной палеоэкологии выделяется три основных уровня палеореконструкций (геолого-геоморфологический, литолого-археологический и микрофациальный) с подуровнями.

Геолого-геоморфологический уровень предусматривает: 1) реконструкции территории дальних маршрутов, которые отражают ландшафтное районирование на моменты функционирования стоянки (такие реконструкции делались в двух вариантах: серия карт расположения русел основной реки с притоками и геоморфологическая карта с возрастным расчленением рельефа); 2) реконструкции территории, непосредственно примыкающей к

стоянке и показывающей историю формирования обрамляющих ее долин и оврагов. Этапность геологического развития территории определяется основными региональными факторами: тектоническим, климатическим, а на близких к морям территориях, еще и эвстатическим, отражающим изменение высоты уровня моря. При восстановлении палеоэтапов развития рельефа в районе палеолитических стоянок, в первую очередь необходимо наметить иерархию местных, естественно обособляющихся, этапов геологического развития. Затем с различной детальностью рассмотреть этапы, предшествующие появлению, первоначальному становлению и оформлению современного облика рельефа. Наиболее детальные палеогеографические реконструкции целесообразны для эпох обживания стоянок.

Литолого-археологический уровень касается территории места жительства и включает микрофациальный анализ территории самой стоянки. Выделяются два подуровня: 1) анализ строения культуросодержащей толщи; он позволяет выявлять скрытые размывы и несогласия и выявлять детали микростратиграфии; 2) анализ строения культурного слоя с выявлением прослоев (или линз) повышенной концентрации культурных остатков и “стерильных” от них; именно такие объемные реконструкции делаются в настоящее время с применением компьютерных технологий.

Микрофациальный уровень выявления участков и зон различной хозяйственной деятельности на стоянке по различным геологическим, естественно-научным и археологическим материалам.

Подобные реконструкции нацелены на моделирование систем жизнеобеспечения и природопользования для исследуемых эпох.

Наиболее полно данная методика использовалась при изучении базовых стоянок, которые лучше всего изучены для верхнего палеолита. Их типичным примером может служить комплекс стоянок Каменная Балка в Северном Приазовье. Стоянки данного комплекса отличаются многослойностью и сложностью выделения культурных слоев в облессованной толще покровных отложений. Трассировка этих слоев опирается на интерполяцию микропрофилей разнообразных находок, построенных в программе Golden Software Surfer на основе имеющейся базы данных по разнообразным находкам. Полученная на микропрофилях картина позволяет установить либо однородность культурного слоя, либо его микрослоистость. В процессе полевых исследований должна проводиться точная графическая фиксация всех находок слоя в трех измерениях, что необходимо для построения микропрофилей толщи (тела, линзы) культурного слоя. На план поселения, участка поселения или любого выделенного объекта наносятся линии желаемых микропрофилей, и на эти линии сносятся нивелировочные отметки всех находок, попадающих в зону между двумя линиями. Линии микропрофилей могут располагаться так, как представляется наиболее адекватным для будущего исследования: по сторонам света, по направлению естественных склонов и любых прочих особенностей древнего рельефа или исследуемого участка.

Строение культуросодержащей толщи, включающей комплекс культурных слоев, исследуется с применением микрофациального анализа геологических, педологических и археологических элементов. Целесообразно выделение естественных и антропогенных микрофаций для микрослоев, а для выделения и датировки последних важную роль играют палинологические материалы, позволяющие разделять отдельные эпохи обживания стоянок и характеризовать палеоландшафтные условия этих эпох. Хозяйственное районирование культурного слоя на территории стоянки опирается на микрофациальный анализ и метод ремонтажа.

Выявляются особенности строения и обживания отдельных локальных элементов рельефа, например, ложбин на территории стоянок и смежных со стоянкой оврагов. В последних прослеживаются отложения, выполняющие разновозрастные врезы, а с эпохами формирования таких врезом могут быть связаны фазы оползнеообразования. Участки

"неустойчивого" залегания культурных слоев могут оказаться связанными с микрорельефом стоянки и быть следствием, например, локальных размывов.

Кроме того, каждый район часто характеризуется спецификой строения и набором методов исследований. Можно отметить определенные черты специфики данного района. Так, в трансгрессивные фазы море заливало низовья палео-Дона, а в моменты наиболее высокого подъема уровня – ингрессировало и в долины боковых притоков. Именно результатом подобной ингрессии являются карангатские морские отложения в приустьевой части балки Каменной.

Выявлены ситуации, когда этапность развития небольших балок могла определяться локальными факторами, не связанными непосредственно ни с тектоническими импульсами, ни с климатическими изменениями, ни с эвстатическими колебаниями уровня моря. Чаще всего эти факторы проявляются в трансгрессивные эпохи при заполнении долины аллювием меандрирующего, т.е. имеющего, как и сейчас, большие излучины, русла Дона. Аномальным при этом кажется временное переполнение низовий балок делювиальными и делювиально-балочными отложениями. Это происходило, например, в конце этапов накопления "красноцветной" (Q_3^{3a}) и "бурой" (Q_3^{3b}) пачек, когда на месте низовий современной балки Каменной существовала аккумулятивная равнина, по которой блуждал практически не углубленный водоток. Поверхность этой равнины имела в плане вид "конуса выноса" рассматриваемой балки. Конусообразно расширяясь, она постепенно понижалась в сторону долины Дона.

Следует отметить, что многие детали подобных реконструкций могут различаться для стоянок открытого и пещерного типов.

**Воспоминания
об Андрее Алексеевиче Величко
друзей и коллег**



ПАМЯТИ АНДРЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВЕЛИЧКО

ТРИ ИСТОРИИ

Юрий Петрович Баденков

История №1. Kallisto Club.

С Андреем Алексеевичем меня познакомил Павел Алексеевич Каплин, с которым меня связывала настоящая «морская дружба», начавшаяся в 1972 году на берегах Японского моря на знаменитой станции «Смычка» и окрепшая в рейсах на НИС «Каллисто» на острова Тихого океана (1976 г. и 1980 г.). В этих рейсах возник замечательный коллектив ученых и единомышленников, который на одном из дружеских застолий оформился в так называемый Каллисто Клуб (КК) и где в честных выборах я был избран его Президентом. Членами КК были прекрасные люди, участники этих плаваний – Ю.Г.Пузаченко, П.А.Каплин В.О.Таргульян, Р.И.Злотин, Г.М.Игнатьев, А.Г.Воронов, и многие другие. Произошло это в 1979 году в Хабаровске во время Конгресса Тихоокеанской научной ассоциации.

Почему я говорю об этом событии и как это связано с именем А.А. Величко? Дело в том, что создание КК давало нам прекрасную возможность обязательно раз в году (вспомним «Новогоднюю ночь» Рязанова) проводить заседание членов Клуба. На заседаниях, которые проводились за дружеским столом по разным адресам, происходило очень неформальное обсуждение научных, международных и личных тем. На них приглашались и друзья действительных членов Клуба. На одно из таких ежегодных заседаний П.А.Каплин пригласил Андрея Алексеевича Величко и Дмитрия Андреевича Тимофеева. Было это в 1982 или 1983 году. Тогда и произошло моё первое *неформальное* знакомство с Андреем Алексеевичем¹.

Павел Алексеевич и Андрей Алексеевич жили в известной москвичам Марьиной роще, учились в одной школе и, более того – в одном классе. По окончании школы в 1949 году они отправились в Московский государственный университет, который располагался тогда на Моховой. У них – по их рассказам – не было четкого представления, на какой факультет они хотят поступать. Главным условием было отсутствие в списке приемных экзаменов, если не ошибаюсь, математики. Поэтому их выбор колебался между историческим и географическим факультетами. Они выбрали географию. Трудно сейчас сказать, как много потеряла советская историческая наука, но то, что географическая наука – палеогеография и морская геоморфология – получила выдающихся исследователей мирового класса – это факт.



Заседание Каллисто-Клуба. 2014.

¹ Конечно мы были знакомы по служебным делам, но это было «деловое» общение на заседаниях дирекции, на Ученых советах.

Ежегодные встречи КК давали всем участникам прекрасную возможность для откровенных обсуждений самых разных сторон нашей жизни. Обычно возбудителем спокойствия и генератором горячих научных дискуссий выступал Юрий Георгиевич Пузаченко. Он высказывал самые смелые мысли по очень разным проблемам фундаментальной



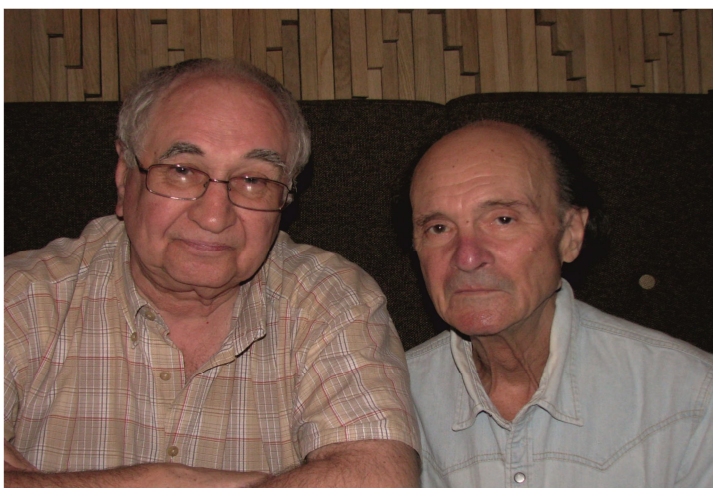
На последнем заседании Каллисто Клуба в Жуковке. 2015.

географической науки и всегда искал особого внимания у Андрея Алексеевича, который пользовался у него глубоким уважением. Поэтому Величко был первой «мишенью». Андрей Алексеевич всегда с искренним интересом выслушивал идеи и аргументы Юрия Георгиевича, но не очень втягивался в дискуссии с таким напористым дискуссионником, как Пузаченко. Тогда Юрий Георгиевич менял свою тактику и уводил – покурить – на кухню Виктора Оганесовича Таргульяна и там «доковывал железо».

Андрей Алексеевич участвовал почти во всех встречах Каллисто Клуба – чаще всего у Павла Алексеевича Каплина. Последняя же встреча в наиболее полном составе – П.А.Каплин со своей женой Ирой, В.О.Таргульян, Р.И.Злотин и А.А. Величко - произошла «на пленере под тентом» в нашем доме в Жуковке в июне 2015 года. Это была последняя встреча Каллисто Клуба в полном составе. Осенью ушел из жизни Андрей Алексеевич. Через полгода скончался Павел Алексеевич Каплин. Виктор Оганесович Таргульян уехал в марте 2016-го к своим дочерям в Калифорнию. Роман Злотин уже давно живет в Блумингтоне и в Москву совершает «весенние миграции» раз в году. Так что наш славный Каллисто Клуб постепенно уходит в историю. «Род проходит, и род приходит, а земля пребывает во веки» (Еккл. Гл.1, 2.22). Это было замечательное сообщество неординарных людей, единомышленников и друзей.

История №2. Лисицыно, Киржач 2014.

Она была довольно короткой по времени – всего два года 2013 – 2015. Дело в том, что корни нашей семьи Баденковых по отцовской линии лежат в окрестностях Киржача, и мы с сыновьями решили восстановить незамысловатую родословную нашего рода. Как оказалось, наше родовое село Илькино находится всего в паре километров от пос. Лисицыно, где у Андрея Алексеевича был дом, который он приобрел лет тридцать назад «по случаю»: здесь проводил полевые работы Н.А.Хотинский. Эти места им приглянулись. Земли были в запустении и дома продавались совсем недорого, по ценам, доступным академическим ученым. Так на берегу реки Киржач появилось скромное имение А.А.Величко, которое он очень любил и, как только выпадала возможность, приезжал сюда.



Поэтому, когда мы с моим

сыном Артемом совершили в мае 2013 года первую поездку в Киржач, то, по приглашению Андрея Алексеевича, остановились у него и провели вместе два замечательных дня, путешествуя по окрестностям Киржача. И здесь открылась новая сторона Андрея Алексеевича: он прекрасно знал не только «палеогеографическую», но и новейшую историю этих замечательных мест. Надо сказать, что дом Андрея Алексеевича был довольно старым и не отличался особым комфортом. Но в нем была замечательная атмосфера русской крестьянской избы, которая Андреем Алексеевичем всячески поддерживалась. Поэтому наши вечерние посиделки и разговоры на самые разные темы проходили сообразно с этим духом – неторопливо и обстоятельно. Мы много говорили о французской литературе, о Сомерсете Моэме, о Грэме Грине, которого Андрей Алексеевич очень любил и читал в оригинале.



Андрей Алексеевич в березовой аллее, которую он посадил 40 лет назад около своего дома в Лисицыно

Позднее, когда мы стали приезжать в Киржач почаще, то познакомились с членами Киржачского историко-родословного общества (КИРО) – местной провинциальной интеллигенцией, хранительницей культуры и православной истории (от Сергия Радонежского) земли Владимирской. Нас приняли в это общество, и мы участвовали в нескольких его собраниях. Андрей Алексеевич с большим интересом слушал сообщения об известных семействах Киржача и истории этого «шелкового пояса Владимирщины». Надо сказать, что и члены КИРО с большим *пиететом* относились к Андрею Алексеевичу. Нам были организованы замечательные экскурсии по городу, в Свято-Троицкий монастырь и по окрестностям. Андрей Алексеевич прекрасно чувствовал себя в этих прогулках. Щедро делился своими знаниями, с изрядной долей юмора рассказывал о путешествиях и событиях из своей жизни.

Все эти наезды в Киржач обычно проходили в начале мая. Поэтому атмосфера ранней весны всегда присутствовала в наших встречах и прогулках. Такой она и остается в памяти – *«ранняя весна в Киржаче с Величко»*.

История №3. Реформа Института. Возможен ли геном ландшафта?

Это совсем короткая история наших поездок, когда после заседаний Комиссии по реформе ИГ РАН или Ученого совета я по дороге домой подвозил его к дому на Кутузовском. Как мне кажется, мы оба очень ценили эти 20 – 25 минут поездки по Старомонетному, через Большой Каменный мост и Боровицкую площадь, по Воздвиженке и Новому Арбату, через Новоарбатский мост по Кутузовскому проспекту. Остановка у подземного перехода у дома 24. Здесь наша поездка и обмен мнениями заканчивались до следующего заседания Ученого совета или заседания Рабочей группы по реформе Института географии.

Темами наших разговоров были «вопросы на злобу дня», о чем говорить не буду, поскольку это «песок сквозь пальцы».

Но об одной теме скажу несколько подробнее. Во-первых, потому, что она касалась фундаментальной проблемы географии (и не только): как увязать (и можно ли увязать, вообще) процессы эволюции природной среды и ландшафтов с высокочастотными процессами их трансформации в новейшей истории Земли (эпохи глобальных изменений и адаптации к ним)? И, во-вторых, потому, что мы эту тему не договорили. Не успели.

Я довольно нахально поднял вопрос о возможности существования «генома ландшафта», который хранит в себе информацию о состоянии ландшафта (экосистемы, геосистемы) и унаследованности некоторых генетических признаков, которые контролируют и предопределяют его нынешнее состояние и «развитие» в будущем. Я аргументировал правомерность постановки такого вопроса исходя из трудов самого Андрея Алексеевича, но прежде всего - из концепции Арманда-Таргульяна «почва-память» - «Почва-момент». Естественно, эту тему мы обсуждали и с Виктором Оганесовичем, но в других условиях – сидя в его «*патио*» в доме № 6 на Тверской.

Этот вопрос возник из актуальной проблемы оценки «адаптационного потенциала» ландшафта (естественного, трансформированного, урбанизированного) к изменениям разного масштаба и типа. Рабочая гипотеза заключалась в следующем: если эволюционная история территории (региона, экосистемы, ландшафта) сформировала некоторый набор «генетических» признаков («почва-память»), то есть ли возможность расшифровать этот код и построить «геном ландшафта»? Расшифровка унаследованных признаков ландшафта открывала бы возможность определения степени его уязвимости к воздействиям разного типа и масштаба. И, соответственно, давала бы возможность создания эффективных программ адаптации ландшафтов (естественных и трансформированных) к внешним воздействиям и мониторинга/управления рисками.

Эти обсуждения не ограничивались нашими короткими автомобильными поездками. В ходе кампании по реформе ИГ РАН (2013-2014) проходили активные обсуждения в небольшой группе сотрудников ИГРАН (А.А. Величко, Ю.П. Баденков, В.А. Колосов, Б.И. Кочуров, А.Н. Медведев и др.). Мы пытались создать интеграционную программу исследований под условным названием «Регионы России в эпоху глобальных изменений». Её цели были сформулированы в следующем виде:

1. Оценить изменения в природно-ресурсном и социально-культурном пространстве России за последние 25 лет (глобальный, национальный, региональный/локальный контекст). Синдромы изменений и реальное состояние.

2. Оценить отклик регионов (природных и социально-экономических систем) на глобальные/региональные изменения; специфику (региональный контекст) отклика на воздействия разного масштаба и типа. Выявить тенденции и построить сценарии их развития на среднесрочную перспективу (50 – 100 лет).

Эти обсуждения не получили своего завершения в каком-либо формализованном виде и, более того, не нашли, насколько мне известно, отражения в Планах НИР института. Но это уже другая история и другой институт (ФГНУ при ФАНО РФ?).

Обсуждение темы «генома ландшафта» осталось незавершенным. Притча Екклизиаста Проповедника осталась без ответа: «*Нет памяти о прежнем; да и о том, что будет, не останется в памяти у тех, которые будут после*» (3. Ос.4,11).

Тем не менее, наши обсуждения этой темы с Андреем Алексеевичем Величко в моей памяти останутся навсегда. Это была счастливая привилегия общения с *мастером*.

ОБ АНДРЕЕ ВЕЛИЧКО

Маргарита Михайловна Герасимова

Это расплата за долгую жизнь – терять и терять своих друзей, с которыми тебя связывают десятилетия. Ведь нельзя сказать, что Андрей Алексеевич Величко ушел от нас безвременно. Он, как говорится, прожил семь жизненных циклов, к чему приближаюсь и я. Но он был так полон энергии, настолько молод своим неутомимым образом жизни, в его уме рождались такие свежие идеи и проекты, что слово «старость» никак не вязалось с ним. И есть ощущение, что случилось это – неожиданно, преждевременно.

Когда пишешь или вспоминаешь крупную, значительную личность, очень не хочется, чтобы это звучало, как «я и ...». Но очень трудно этого избежать, особенно, если тебя связывает с человеком 60-летняя дружба. Я познакомилась с Андреем в 1954 г., когда мой отец взял меня в Костенки. Еще бы! Ведь там было открыто палеолитическое погребение на Маркиной Горе. Честно говоря, я очень мало помню из той экспедиционной жизни в Костенках. Мне было 20 лет, я только что вернулась из большой, шумной, с песнями у костра и т.п. «прелестями» экспедиции, где копали курганы бронзового времени. Здесь, в Костенках, все было иное, значительное. Но у меня очень четко сформировался интерес именно к четвертичному периоду, плейстоцену, к палеолиту, к ископаемому человеку. Сказывалось окружение отца, его дружба с Громовым В. И., Ефремовым И.А., археологами-палеолитчиками. Помню только, что компания ученых на раскопе собралась интереснейшая, достаточно посмотреть на фотографию (фото 1). Какие интересные беседы велись, еще бы:

там было два златоуста – Максим Григорьевич Левин – антрополог, этнограф и медик, Борис Федорович Поршнев – известный историк-медиевист, вдруг увлекшийся эволюционной теорией происхождения человека и выдвинувший гипотезу о бессознательной трудовой деятельности у неандертальцев и что только верхнепалеолитические гоминиды – сознательно изготавливали орудия. Александр Николаевич Рогачев, очень скромный человек, был в то время ниспровергателем устоявшихся истин в палеолитоведении, и сейчас, вероятнее всего, никто и не помнит, какие копы тогда ломались. В этой компании людей значительных Андрей был в своей среде, мне он показался очень взрослым, очень умным и очень образованным. И очень красивым. Но я тогда была влюблена в кого-то другого, и у нас завязались хорошие приятельские отношения, в последствие перешедшие в дружеские.

А потом был 1955 г., и наша замечательная экспедиция по всем верхнепалеолитическим стоянкам Русской равнины. В нее меня пригласил Андрей. Это была и разведка, и шурфовка, и топографические работы, и



Фото 1. Костенки -1954 г.

раскопки, и бурение ручным буром. В экспедиции, длившейся несколько месяцев, кроме нескольких довольно случайных людей, быстро покинувших ее, работали Зоя Александровна Абрамова, уже сложившийся археолог, и студенты археологи - Сережа Астахов, Лева Кольцов, Милочка Грехова, я - студентка кафедры антропологии. Руководство осуществляли А.Н.Рогачев и А.А.Величко, как потом оказалось - аспирантом Института географии. Он ничем не отличался в быту от нас, желторотых. Пел, когда мы пели, ходил с нами в кино и баню в каком-нибудь городке или селе (А.Н.Рогачев не очень-то нас любил выпускать из своего поля зрения, а баню почитал прихотью), сидел у костра, праздновал день рождения. В экспедиции ребята организовали маленький оркестр: Лева Кольцов играл на какой-то трубе, кто-то играл на гребенке, а у Андрея была губная гармошка. И мы сочинили частушку, которую, якобы, исполнял Андрей:

Ах, вы Зои, вы Риты, вы Милы, осознайте свое положение:

При моей красоте плюс гармония я для вас - роковое явление.

Но Андрей, в отличие от нас, занимающихся физическим трудом, все время сосредоточенно думал. Они бродили с А.Н.Рогачевым по оврагам и берегам, осматривали оползни и террасы, и даже мы научились, в известной мере, определять, где – какая (фото.2). Стоит вспомнить эти зарисовки разрезов, многометровых, когда карандашиком в течение многих часов Андреем обозначались тончайшие прослойки. Эта экспедиция нас многому научила, как надо вести себя с коллегами, переносить трудные условия жизни. Сейчас уже так не ездят, как ездили мы. По «улучшенной грунтовой» дороге, в колдобинах и разбухшей от грязи, на машине, которая вечно застревала, и приходилось скопом ее вытаскивать, готовка еды на костре или паяльной лампе, сон в палатках, когда не у всех есть спальные мешки и матрасы надо набивать или соломой или уворованным сеном. Но было так интересно, так многое мы увидели, так много узнали. Не каждому археологу так повезло, как мне – студентке антропологу. Я считаю, что эта экспедиция была, в известной мере, судьбоносной. Она определила судьбы моих друзей - Сережи, Милочки и Левы, которые так и стали каменщиками, она как-то подстегнула мой интерес к доисторическому человеку, что позволило мне уже на склоне лет изучать находки из Костенок и Сунгиря. И самое главное, эта экспедиция подарила нам дружбу. А что может быть важнее дружеских взаимоотношений!?

Именно Андрей приглашал меня участвовать в различных проектах, связанных с коэволюцией человека и природы: «Природа и развитие первобытного общества на территории Европейской части СССР», «Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины». Через 50 лет, мы с Сергеем Никитичем Астаховым и Андреем Алексеевичем Величко организовали конференцию в Костенках, которая между нами



Фото 2. А.Н. Рогачев и А.А. Величко на берегу Дона, 1955 г.

называлась «Пятьдесят лет в строю!». Втроем мы написали и издали каталог палеоантропологических находок на территории России и смежных территориях «Палеолитический человек: его физические особенности, археологическая культура и среда обитания», как мне кажется, книгу полезную. Особенно я благодарна Андрею за то, что он пригласил меня участвовать в работе советско-французского полевого семинара «Взаимодействие природы и человека в плейстоцене» на Русской равнине, в Крыму и на Кавказе. Не каждому археологу так повезло. На раскопках в пещере я работала только у В.П.Любина, а здесь – я столько повидала, столько узнала. Это была поездка, формирующая взгляд на взаимоотношения природы и человека, на роль природы в эволюции человека - как доминанты. И еще я очень благодарна Андрею за то, что он пригласил меня участвовать в проекте «Инициальное расселение человека на Север». Участие в этой работе много дало мне в профессиональном плане

Почему-то Андрей весьма комплиментарно относился к моим работам. Когда-то, в 1956 г. он подарил мне оттиск своей статьи, а я ему – одну из своих первых, очень маленькую, и очень специальную, там были исключительно цифры и маленькая сопроводилка. «Ну что ж, вполне читабельно» - похвалил меня Андрей. Меня всегда поражала его трудоспособность, умение сосредотачиваться, добиваться цели. Например, мы вместе поступили на курсы французского языка, которые он вскоре перестал посещать из-за рождения сына. Тем не менее, он выучил язык гораздо лучше меня.

Мы могли довольно долго не видеться, только перезванивались. Но вдруг наступал момент, когда нам было просто необходимо увидеться. И тогда я ехала или в институт или в лабораторию, в Хвосты. Я благодарна Андрею также за то, что в стенах его лаборатории я обрела друзей, с удовольствием бывала (не часто) на заседаниях, здесь было интересно, рождались идеи, проекты. Последний наш совместный проект касался Маркиной Горы, ведь мы остались единственными, кто тогда был при открытии этого уникального верхнепалеолитического погребения и чья деятельность в той или иной степени связана с его изучением: «Человек со стоянки Маркина Гора – первый сапиенс Русской Равнины (к вопросу об инициальном проникновении *H. sapiens* в Восточную Европу). И эта многослойная стоянка и это погребение так называемого «негроида с Маркиной Горы» требует осмысления в русле новых датировок, генетических анализов. А у истоков стратиграфических и геоморфологических данных - наблюдения и зарисовки А.А.Величко. Хотелось бы, чтобы этот проект силами его коллег, археолога А.А.Синицина и группы антропологов (в том числе и мною) был осуществлен.

Андрей не раз меня поддерживал, в трудные минуты моей жизни, а в последние годы, будучи старше меня, он очень трогательно беспокоился о моем здоровье, а сам, не щадя себя, все летал и ездил, то на конференции, то в экспедиции.

Я понимаю, какая это потеря для науки, для коллектива, которым он руководил, Бог знает, сколько времени. А мне так жаль, что не стало моего преданного друга, и яркого, талантливого, прекрасного человека на этой земле.

ВОСПОМИНАНИЯ ОБ АНДРЕЕ АЛЕКСЕЕВИЧЕ

Евгения Елизаровна Гуртовая

Андрея Алексеевича я знаю еще с молодых лет. В пятидесятые годы в Институте географии было принято знакомить молодых сотрудников с разнообразными феноменами природы в полевых экскурсиях под руководством ведущих ученых Института. В одной из этих экскурсий нашим руководителем был Андрей Алексеевич, будучи тогда еще аспирантом К.К.Маркова. Темой экскурсии было знакомство с лессовыми разрезами Юга Русской равнины. Тогда он нас увлек своей энергией и

заинтересованностью и, как будто бы сначала легкая поездка превратилась в довольно трудную для нас экспедицию. В 1972 году после работы в Сибирском отделении АН СССР я была принята в отдел палеогеографии географии (впоследствии переименованный в Лабораторию эволюционной географии). Наиболее тесно мне привелось работать с Андреем Алексеевичем при совместной работе с американскими учеными над созданием монографий, где были представлены палеогеографические материалы позднего плейстоцена и голоцена на территориях СССР и США. Стержнем американских исследований было математическое моделирование на основе палеогеографических материалов при довольно ограниченных территориальных данных. Преимущество наших исследований состояло в наличии большого количества палеоботанического и палеофаунистического материала, представленного многими регионами территории России. Это позволило нам впервые создать количественные палеоклиматические

реконструкции и позднего плейстоцена и голоцена, которые могут послужить основанием для прогнозирования климата. И в этом несомненная заслуга Андрея Алексеевича.



Советско-американская рабочая группа по палеоклиматам территорий СССР и США, 1980 г., лаборатория Ламонт-Догерти, США, (участники - Мамедов, Герасимов, Гуртовая, Величко, Джеймс, Райт, Имбри, Вэбб, Портер, Ходаков).



Советско-американское совещание по палеоклиматам. Якутск. 1978 г.

ВОСПОМИНАНИЯ ОБ УЧИТЕЛЕ

Геннадий Григорьевич Матишов

С выдающимся профессионалом Андреем Алексеевичем Величко я стал советоваться и взаимодействовать ещё в эпоху академика И.П. Герасимова. Андрей Алексеевич был официальным оппонентом моей докторской диссертации, посвященной гляциальному и перигляциальному рельефу дна океана. Его ценные советы и конструктивные замечания всегда были доброжелательными и очень полезными в моей работе. Профессор А.А. Величко стал для меня одним из педагогов. Он помог мне разобраться во многих вопросах наземного перигляциала, глубже понять палеогеографию плейстоцена.

Он, как и другие мои наставники – профессора Д.Г. Панов и О.К. Леонтьев, прекрасно владел английским языком и досконально штудировал западные журналы. Волей-неволей эти «добытые» общемировые знания передавались и мне, относительно молодому исследователю. Всегда поражали его энергичность, разносторонность, широкий кругозор и глубокое знание предмета, необыкновенная тактичность.

С 2003 года А.А. Величко каждый год проводил экспедиции в Приазовье. В кооперации с Южным научным центром РАН им и его командой изучались разрезы на южном и северном берегах Таганрогского залива, вскрывающие лёссово-почвенные покровные суглинки, охватывающие период с эоплейстоцена до голоцена. Обнажения, вскрывающиеся в данном регионе, были для нас опорными. Здесь сформировалась уникальная геологическая летопись, позволяющая расшифровать палеоэкологические события за последний миллион лет и особенности становления современных степных ландшафтов.



Кагальник, 2014 год. Геннадий Григорьевич Матишов и Андрей Алексеевич Величко



Дмитрий Геннадиевич Матишов и Андрей Алексеевич Величко (Ростов-на-Дону, 2013 г.)

Андрей Алексеевич всегда придавал приоритетное значение комплексности исследований. К своим исследованиям он всегда привлекал палеопочвоведов, геоморфологов, литологов, палинологов, палеонтологов и морских геологов, включая меня. В дискуссиях с профессором зародилась концепция морского и океанического перигляциала. Вместе мы работали как над реконструкцией климата прошлого, так и над прогнозами климатических изменений в будущем. До последнего года жизни он активно участвовал в полевых исследованиях, работал на разрезах, несмотря на свой почётный возраст.

Среди достоинств профессора Величко – его порядочность и высокий уровень общей культуры. Он являлся абсолютным профессионалом. Несмотря на свою огромную занятость, Андрей Алексеевич находил время и для творческого самовыражения. Интересны его живописные и графические работы, запечатлевшие природу тех мест, где он работал и где был в научных командировках.

Андрей Алексеевич оказал большое влияние и на становление как ученого моего сына члена-корреспондента РАН Д.Г. Матишова. Дмитрий Геннадьевич ещё в юношеские годы часто видел образец знающего, эрудированного ученого и просто интересного человека, с которым можно было поговорить на разные темы.

Мне посчастливилось общаться с Андреем Алексеевичем не только в Институте географии РАН, но и в Академии наук, в МГУ, в экспедициях, во время поездок в Китай, в неформальной обстановке.

А.А. Величко прожил насыщенную, плодотворную жизнь, оставив после себя плеяду учеников и коллег, для которых он был мудрым советчиком и примером для подражания.

ВОСПОМИНАНИЯ ОБ АНДРЕЕ АЛЕКСЕЕВИЧЕ

Татьяна Дмитриевна Морозова

Осенью 1958 года мой руководитель академик И.П. Герасимов пригласил меня в свой кабинет, где уже находился молодой человек с приятной внешностью и смотрел на меня внимательными, оценивающими глазами. Это был Андрей Алексеевич Величко. Так состоялась наша первая встреча с ним. Академик И.П. Герасимов посоветовал нам работать вместе и последующие 60 лет мы не расставались.

В то время Андрей Алексеевич увлекался определением объемного веса, для расчетов общей порозности лёссов, кроме порозности он был увлечен отбором пленочных монолитов как из лёссов, так и из погребенных почв. Во второй половине 1959 года проф. Андрей Алексеевич предложил мне совершить ознакомительную поездку в район г. Брянска, где нами были сделаны первые описания лёссово-почвенной формации и впервые изучены горизонты ископаемых почв, названных в дальнейшем межледниковой палеопочвой мезинского почвенного комплекса и брянской интертадиальной ископаемой почвой. Это был первый совместный выезд на полевые работы. В дальнейшем большое внимание было уделено более южным разрезам, в бассейне Десны, где в многочисленных разрезах проводились детальные исследования лёссово-почвенной серии позднего плейстоцена. Из разреза Мезин был отобран материал для радиоуглеродного датирования и впервые получена дата, определяющая возраст брянской почвы. Позднее работы проводились по меридиональному профилю от центральных районов Восточно-Европейской равнины до северного побережья Азовского моря.

В поисках современных аналогов лёссов мы с Андреем Алексеевичем работали в тундре и тайге Северной и Центральной Якутии. Здесь особенно запоминающимся был разрез Мамонтова гора (левый берег реки Алдан), где впервые мы встретили настоящие лёссовые отложения Центральной Якутии (Morozova, Velichko, 1996; Морозова, 1965, 1971).

С 1967 года начались совместные работы по изучению лёссово-почвенных отложений с зарубежными коллегами и у нас с Андреем Алексеевичем появилась возможность побывать во многих странах (Польша, Чехословакия, Венгрия, Бельгия) и проводить совместные исследования на разрезах. В рамках работ с американскими коллегами проводились совместные исследования лёссово-почвенных формаций на разрезах центра Восточно-Европейской равнины, а также на разрезах Северной Америки.



Андрей Алексеевич в 30-летнем возрасте.

Таким образом, у сотрудников отдела, которым руководил Андрей Алексеевич, была возможность увидеть и изучить лёссы другого материка.

Андрей Алексеевич был очень требовательным руководителем. В полевых условиях он не давал никому расслабиться до тех пор, пока мы не закончим описание разреза и не отберем образцы на различные виды анализов из вскрытых отложений. Даже приходилось работать на разрезе допоздна. В то же время, он был талантливым человеком, многосторонним, хорошо владел двумя языками (английским и французским), был музыкален. Работа с Андреем Алексеевичем была самым интересным, захватывающим периодом в моей жизни, я ощущала счастье от совместного с ним творчества.



Работа на разрезе. Татьяна Дмитриевна Морозова и Андрей Алексеевич Величко.

Список литературы:

Морозова Т.Д. Микроморфологические особенности мерзлотных палевых почв Центральной Якутии в связи с криогенезом // Почвоведение. - 1965. - №11 - С. 79-88.

Морозова Т.Д. К характеристике лёссовидных отложений Центральной Якутии // Известия Российской академии наук. Серия географическая. - 1971. - № 5 - С. 95.

Morozova T.D., Velichko A.A. Loess-Ice formation in Northeastern Asia // American beginnings: the prehistory and palaeoecology of Beringia / edited by Frederick Hadleigh West; with the assistance of Constance F. West ... [et. al.], 1996. P. 576.

КАКИМ Я ПОМНЮ АНДРЕЯ ВЕЛИЧКО

Виктор Оганесович Таргульян

Впервые я встретил Андрея в 1962 году, то есть 54 года тому назад, о Господи, как же давно это было!

Я пришел в Институт географии в аспирантуру к И.П.Герасимову, в отдел географии почв и геохимии ландшафтов и на первом же заседании отдела увидел Андрея. Ему тогда было 30 лет, это был высокий красивый мужчина с живым открытым и улыбчивым лицом.

Это было время, когда начинался нелегкий и длительный процесс зарождения и постепенного "вылупливания" отдела палеогеографии сразу из двух "яиц" - отдела геоморфологии и отдела географии почв. Андрей работал в отделе геоморфологии и был главным энтузиастом и организатором нового отдела, там работало еще два-три человека, которых он хотел бы пригласить к себе в новый отдел. В нашем отделе географии почв у Андрея было два верных соратника: Т.Д. Морозова - почвовед, специалист по погребенным почвам в лессах и Т.А. Халчева - литолог, специалист по минералогии лессов. Решение о новом отделе зависело от директора - И.П.Герасимова и давалось оно ему нелегко: надо было забирать людей из родительских отделов, искать помещение, новые штатные ставки и т.д. Андрей волновался, писал докладные, но, главное, писал замечательно яркие статьи, которые были главным аргументом для создания отдела.

Наконец в 1972 году отдел был создан и Андрей стал его первым, бессменным, до своей кончины в 2015 году, и выдающимся руководителем. Нашлось и помещение: геоморфологи потеснились и выделили знаменитый флигель, где и сейчас живет сильно разросшаяся лаборатория палеогеографии (сейчас лаборатория эволюционной географии). В первые годы существования эта лаборатория как бы слегка конкурировала с географами почв, но довольно скоро сформулировались принципиально разные задачи и конкуренция отпала. Вновь она временно возродилась, когда И.П. Герасимовым и О.А. Чичаговой была создана группа радиоуглеродного датирования с отдельными двумя комнатами, с дорогим оборудованием и со штатом из 3-4 человек. Андрей очень хотел, чтобы эта группа вошла в состав палеогеографов. И.П. Герасимов сильно колебался год или полтора, но вопрос решила непоколебимая позиция О.А. Чичаговой - "я почвовед и со своей группой буду жить у почвоведов". Андрей вначале расстроился, но потом оказалось совсем неплохо: никаких хлопот с ремонтом оборудования, со штатами, с реактивами и т.д., а датирование делается бесперебойно.



В дальнейшем две лаборатории жили спокойно и дружески, ходили друг к другу на праздники и семинары, играли в футбол. Мы с Андреем повзрослели, а потом и постарели и стали друзьями. Даже приняли его в наш шуточный "Каллисто-клуб", где состояли Ю.Г. Пузаченко, П.В. Каплин, Ю.П. Баденков, А.Г. Воронов, Р.И. Злотин и я - участники плаваний в тропики на "Каллисто". Один-два раза в год мы собирались или на квартире у Каплина или на даче у Баденкова и весело проводили время. Последние пять лет Андрей с удовольствием принимал участие в этих встречах, где смешные разговоры чередовались с учеными беседами и с пережевыванием косточек коллегам.

В общем, я могу сказать, что на наших глазах А.А. рос и мужал и превратился, в конце концов, в одного из крупнейших мировых ученых, в основателя нового направления в современной географии, а именно эволюционной географии. Основной лозунг этого направления: изучать прошлое, чтобы лучше понимать настоящее и прогнозировать его поведение в будущем, - оказался очень актуальным в наше время - время бесконечных прогнозов поведения биосферы в ближнем и дальнем будущем. Андрей не только основал новое направление, но и заложил, вместе со своей лабораторией, мощные краеугольные камни в его основание - атласы-монографии регионального и глобального масштабов. Трудно переоценить эту гигантскую работу: потребовалось мобилизовать на нее всю лабораторию и весь мыслящий коллектив географов и палеогеографов СССР, России и ряда зарубежных стран, чтобы создать и издать эти монументальные произведения. На основе этих и своих собственных работ А.А. разработал ряд новых теоретических концепций (гиперзональность, унаследованность, инерционность и др. Это был настоящий многолетний научный подвиг, во главе которого стоял Андрей Алексеевич Величко..



СВЕТЛАЯ ПАМЯТЬ О СТАРОМ ДРУГЕ - АНДРЕЕ АЛЕКСЕЕВИЧЕ ВЕЛИЧКО

*Валерий Павлович Чичагов,
Ольга Александровна Чичагова*

Об Андрее Алексеевиче Величко – многогранно талантливым человеке, ярком труженике, подчинившем всю свою жизнь и жизнь своих сотрудников работе, написано много, но написано далеко не все. До сих пор нет ответа на вопрос: как из молодого человека, активного студента, а затем аспиранта получился создатель эволюционной географии, сформировался крупнейший российский ученый-географ XXI века, получивший признание в мировом сообществе географов. Вспомним отдельные эпизоды из общения с ним во время его молодости, общения с давним близким другом, оставившем теплые, сердечные воспоминания.

Не знаю, как это случилось, но я совершенно не помню его на Географическом факультете МГУ, который он закончил всего на три года раньше меня, помню многих совершенно незнакомых мне людей с его курса, красивых и привлекательных девушек-студенток, помню его друзей, а его нет. С ним я познакомился, поступив на работу в ИГАН в 1956 г. Однажды Ю.А. Мещеряков – зав. отделом геоморфологии, как-то взял меня под руку, показал красивого, изящного, импозантного юношу – Андрея Величко и сказал: «Ласковый теленок двух маток сосет...». Дело было в том, что Андрей сохранил свою университетскую привязанность к К.К. Маркову, а был аспирантом у И.П. Герасимова. Он ровно и уважительно, безукоризненно относился к обоим. Эти великие ученые в ту пору не ладили. Мещеряков сказал это совершенно серьезно, без тени подвоха, даже уважительно...

Мы с Андреем сблизились через год, подготавливая совместный доклад о морфологии и морфометрии песчаных кварцевых зерен на II-й Всесоюзной Геоморфологической конференции в Москве весной 1958 г. У Андрея накопился большой материал в основном французских ученых по этим вопросам, а у меня исторические, англоязычные и скромные собственные данные. Работали мы рука-об-руку несколько месяцев и тогда я в полной мере почувствовал его увлеченность своим любимым делом, целеустремленность и нечеловеческую работоспособность. Доклад прошел успешно и вызвал заметный интерес у широкой геоморфологической аудитории. В конце того же года ОГГН АН СССР приняло решение о создании Геоморфологической Комиссии АН СССР.

В 1972 г. нам с Андреем довелось сотрудничать во время осенней командировки в Чехословакию совместно с Г.Ф. Грависом из Якутска. Ездили мы по приглашению директора Института географии АН ЧССР (в Брно) Яромира Демека. Во время этой прекрасно организованной поездки я познакомился с замечательными чертами Андрея, как профессионального полевого работника. Мне до сих пор вспоминается многодневное, порой изнурительное изучение им крупного разреза лёссовых отложений в Дольне Вестонице, в Моравии. Андрей изучал разрез досконально, всеми доступными в то время методами, применяя все имевшиеся в то время оборудование и приборы. Для Андрея на протяжении всего светового дня ничего не существовало, кроме этого разреза. Правда, после захода солнца мы во время ужина с удовольствием дегустировали местные виноградные вина... Мы были молоды и любили все, что любят люди в эти годы... Долгие годы детальный, выполненный в цвете этот разрез украшал кабинет Андрея в 1-ом Хвостовом переулке, располагаясь от него по левую руку.

Все следующие годы наша дружба продолжалась в стенах Института географии АН СССР/РАН и вне его на разных встречах и собраниях географов.

Андрей был очень серьезным и очень дисциплинированным человеком, для него главным в жизни была работа. Он был истинным интеллигентом в первоначальном смысле этого слова. И был благородным, справедливым человеком. Но он не был сухарем, затворником. Он был красивым, обаятельным и веселым человеком, нравился женщинам. Мгновенно произносил яркий тост во время институтских праздников, которые по давней

традиции отмечались в зале ИГАН, любил танцевать, любил проводить отдельные застолья. Его страстью была известная всем живопись. В 2013 году он опубликовал альбом своих замечательных картин. Однако отдых в его жизни играл подчиненную роль, резко преобладала работа.

Вспоминая его многочисленные заслуги и награды – они всем известны – отмечу две профессиональные награды Русского Географического общества: золотую медаль имени Литке 1973 г. и Большую Константиновскую медаль 2014 г. Если первая награда была присуждена преимущественно за его личный вклад в геоморфологию, четвертичную геологию и палеогеографию Русской равнины, то вторая – за большой массив крупных коллективных работ – серии атласов-монографий и больших монографий мирового масштаба.

Мы подошли к ответу на поставленный выше вопрос: Андрей Алексеевич был трудолюбив до потери контроля над собой (попадал в больницы), но в не меньшей мере был мастером организации и проведения крупномасштабных работ коллективных, объединяя и порой жестко направляя в русло своих идей и представлений множество авторов разных наук - географов, геологов, археологов и др. Каждый, кто проводил работы этого типа, знает, как трудно в поставленные сроки получить материалы от всех участников. А.А. Велико это умел делать, умел заставить всех работать точно и в срок, хотя, сами понимаете, такое «крутое» руководство никогда и нигде не было популярно... Ведь наука – это творчество, а творчество не терпит гонки. И все же, неизбежные трения в коллективе остаются временным явлением, с годами забываются, а полученные результаты остаются на века!

Мне хотелось вспомнить «раннего», более близкого мне Андрея, Андрея, из которого с годами получился выдающийся российский ученый, всемирно известный и всеми уважаемый корифей эволюционной географии – Андрей Алексеевич Величко!

Я считал и продолжаю считать его настоящим российским академиком, все его качества и достоинства позволяют судить об этом!

Позволю себе выступить с предложением: подготовить и опубликовать собрание его трудов в нескольких томах. Его научное наследие заслуживает этого!

Полностью соглашаясь с тем, что написал мой муж, хочу добавить немного о своем сотрудничестве с Андреем Алексеевичем, хотя писать о нем можно бесконечно. Ведь мы дружили и сотрудничали с ним с начала 1960-тых годов. Началось это благодаря образцам, погребенных почв, привозимым им из лессовых районов Среднерусской равнины для анализа их органического вещества (ОВ), потом их радиоуглеродное датирование и пр. Но я – не об этом. Андрей брал меня в экспедиции по этим районам вопреки желанию И.П. Герасимова, считавшего, что я – лабораторный работник и должна сидеть все время в лаборатории... Благодаря Андрею я увидела, описала и сама брала образцы из большинства лессовых разрезов в Брянске, Хотылево, в Приднестровье, в Костенках и др. местах. Примером нашей первой совместной работы является результат совместных полевых исследований (Величко А.А., Морозова Т.Д., Чичагова О.А. Микулинский горизонт ископаемой почвы, его особенности и стратиграфическое значение // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. 1960, Отд. Геол.)

Самые первые радиоуглеродные датировки в нашей стране для ископаемых почв были получены в Радиоуглеродной лаборатории ГЕОХИ им. В.И. Вернадского именно с Андреем Алексеевичем (Величко А.А., Девирц А.Л., Добкина Э.И., Морозова Т.Д., Чичагова О.А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины // Докл. АН СССР. 1964. Т.155. № 3. С. 555–558). Тогда еще в Институте географии АН СССР не было своей радиоуглеродной лаборатории – она появилась только в 1972 году, а у нас мы только готовили препараты ОВ ископаемых почв, а датировали их в ГЕОХИ.

Самые яркие воспоминания остались от Международного лессового симпозиума в нашей стране в 1966 году.

Андрей Алексеевич описывал изученные и показанные во время симпозиума разрезы лессовых отложений с ископаемыми почвами, их механический, химический и минералогический состав. (рис.1)

Интересное обсуждение со спорами было в разрезе верхнеплейстоценовых отложений в бассейне Днепра, где, кроме Андрея Алексеевича и меня, присутствовали И.П. Герасимов и М.Ф. Веклич (рис.2.)

Иннокентий Петрович с интересом выслушивал описание Андрея Алексеевича и мои данные о возрасте брянской ископаемой почвы, а Веклич ни с чем не соглашался, т.к. названия погребенных почв, по его терминологии, не совпадали с нашими, да и данные он всегда ставил под сомнение.

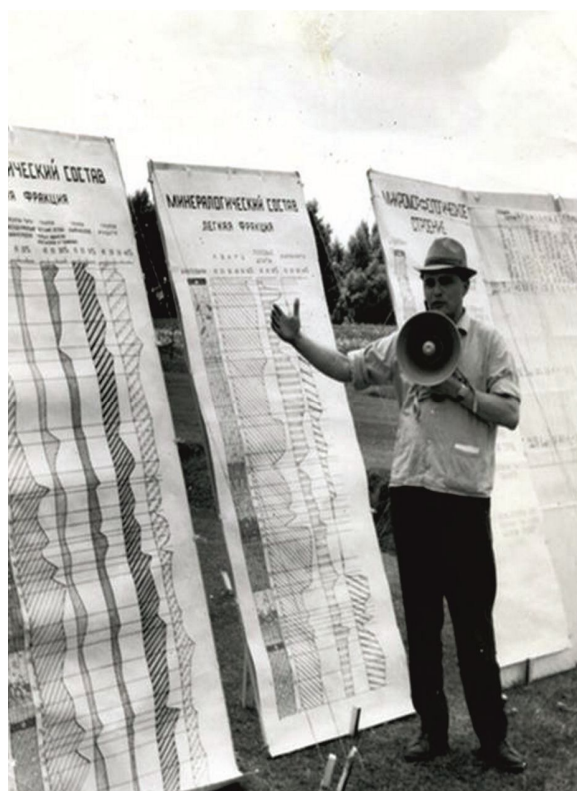


Рис.1. Выступление А.А. Величко на Международном лессовом симпозиуме в 1966 г.

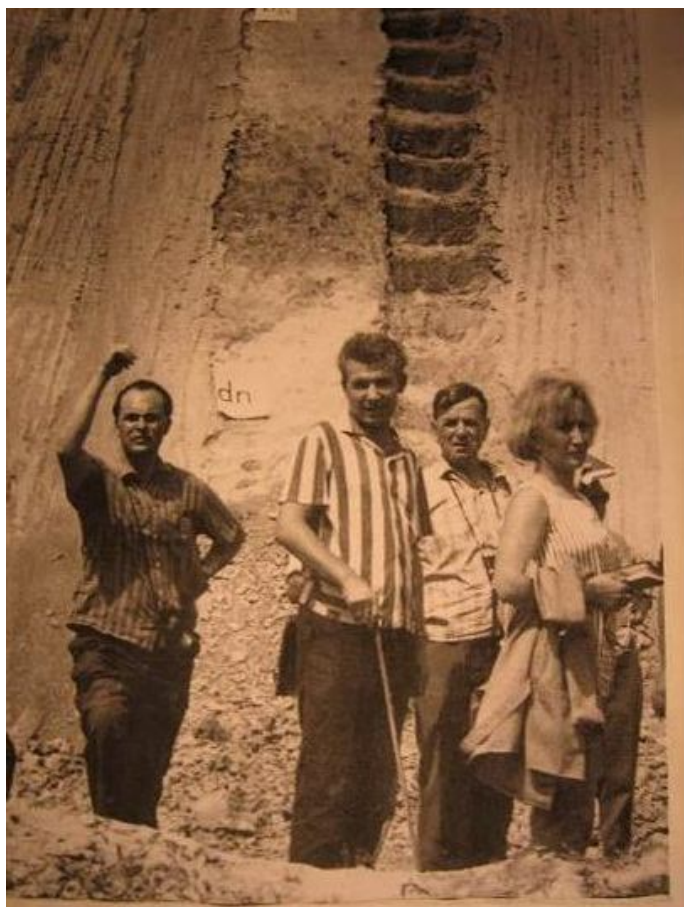


Рис.2. И.П. Герасимов, А.А. Величко, М.Ф. Веклич, О.А. Чичагова в разрезе верхнеплейстоценовых отложений с брянской почвой, в бассейне Днепра, 1966 г.

Разрезы плейстоценовых отложений, прекрасно подготовленные нашими сотрудниками под руководством Андрея Алексеевича, просто потрясали наших иностранных коллег. Были бурные обсуждения и споры. Были застолья и чудесные тосты Андрея Алексеевича за нашу науку и за международное сотрудничество. Было весело и душевно, устанавливались контакты между учеными разных стран, которые развиваются до сих пор.

Пример научного творчества Андрея Алексеевича Величко, по нашему мнению, может служить наукой многим ученым географам, особенно молодым. Память об этом могучем, талантливом ученом будет жива, пока мы помним его, любим его, используем и ссылаемся на его труды, пока следующие поколения будут делать тоже самое!

НАШЕ СОТРУДНИЧЕСТВО С А.А. ВЕЛИЧКО

Сергей Михайлович Шук

Мое сотрудничество с А.А. Величко началось более полувека назад. В 1959 году Владимир Поликарпович Гричук, с которым мы уже давно сотрудничали, пригласил меня и А.А. Величко принять участие в большой экскурсии по маршруту Москва – Смоленск – Брянск – Орел – Курск – Воронеж – Москва. Не помню уже всех разрезов, которые мы тогда осмотрели. Помню объекты, которые показывал я – кирпичный карьер в Смоленске с псевдоморфозами ледяных клиньев, Сещинские гляциодислокации между Смоленском и Брянском и разрез с погребенными почвами у д. Мерцаловка между Брянском и Орлом. Запомнилась ночевка у палеолитической стоянки под Брянском, когда мы, лежа в палатке, слушали по радио репортаж о завершении полета «Луны-2». И, конечно, хорошо помню карьер у пос. Стрелица, в котором можно было наблюдать прекрасно выраженную серию погребенных почв, и который я неоднократно посещал в дальнейшем. Общение во время этой поездки с В.П. Гричуком и А.А. Величко во многом расширило мои познания в четвертичной геологии и способствовало тому, что она стала моей основной специальностью.

Вместе с А.А. Величко под руководством К.К. Маркова мы участвовали в подготовке монографии «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Русской равнины» (1961 г.); эта работа окончательно сформировала меня как геолога-четвертичника. Знаменательно, что А.И. Москвитин в обзоре литературы по плейстоцену Европейской части СССР (1965 г.) посвятил 18 страниц критическому разбору написанного мной раздела на 12 страницах – но после этого звал меня работать в свою лабораторию.

В дальнейшем нам часто приходилось встречаться с Андреем Алексеевичем в полевых условиях. В 60-70 годах, когда я работал главным геологом экспедиции, он нередко присоединялся ко мне при объезде съемочных партий, и мы осмотрели вместе со съемщиками много важных разрезов. Запомнился, в частности, разрез у д. Черменино под Рыбинском, где мы убедились в отсутствии над микулинскими отложениями морены, которую здесь выделяли многие исследователи. Вспоминается и поездка в Брянскую область – в том числе и импровизированной охотой на зайцев, выскакивавших в лучи фар и так и бежавших перед машиной, в которой Андрей Алексеевич принял активное участие. И в каждой поездке – и плодотворные дискуссии на разрезах, и вечерние беседы у костра...



Полевая экскурсия.



Каменная Балка, 2007 г.

Со своей стороны, А.А. Величко приглашал меня участвовать в работах, которые проводил он и его сотрудники. Так, вместе с В.П. Ударцевом и В.В. Писаревой я посетил известный разрез микулинских озерных отложений - Пепелово в Костромской области. Во время этой поездки мы остановились в том же доме, в котором еще до войны жили К.К. Марков и А.П. Жузе при изучении этого разреза; хозяин дома их помнил и много о них рассказывал. С В.П. Ударцевым мы совершили поездку на Окско-Цнинский вал; там мы убедились, что лихвинские отложения перекрыты не мореной, как считали некоторые исследователи, а делювием, слагающим хорошо выраженную в рельефе балочную террасу, и не могут свидетельствовать о днепровском возрасте морены в этом районе. Запомнилась дискуссия с А.А. Величко на Гололобовском карьере под Озерами, где на морене лежит инжаваинская (лихвинская) ископаемая почва. Андрей Алексеевич пытался убедить меня, что это доказывает окский возраст морены. Но я остался при своем мнении, что отсутствие здесь мучкапского педокомплекса объясняется неполнотой геологической летописи; в то же время отсутствие лихвинских озерных отложений в Одинцовском страторайоне вблизи Москвы и южнее, тогда как они широко развиты севернее, показывает, что граница распространения окского ледника проходит севернее Москвы. Но это единственное принципиальное разногласие, которое было у нас с Андреем Алексеевичем по стратиграфии неоплейстоцена. Много раз мы с А.А. Величко вместе участвовали в различных научных совещаниях и экскурсиях, во время которых часто возникали достаточно острые дискуссии; но я не помню случая, чтобы наши мнения разошлись по какому-то принципиальному вопросу.

А в 1985 г. нам с Андреем Алексеевичем довелось проводить Совещание по краевым образованиям материковых оледенений в Воронеже с соответствующей экскурсией (он был научным руководителем, а я отвечал за организацию совещания и редактировал

путеводитель). Конечно, краевые образования в этом регионе сохранились плохо, но тогда Совещания по изучению четвертичного периода проводились раз в четыре года, а Совещания по краевым образованиям в промежутках между ними всегда выходили за рамки своей тематики. И на этом совещании экскурсия была посвящена главным образом стратиграфии четвертичных отложений области Донского ледникового языка, и нам удалось показать опорные разрезы всех основных стратиграфических горизонтов. Но в одном месте мы показали и напорную морену, а также Воронежскую гряду – грандиозный «мегаоз», который образовался на месте русла Дона, проложенного в омертвевшем льду. Не обошлось и без некоторых накладок. Экскурсия проводилась на «Икарусе», который может передвигаться только по шоссе – а к некоторым разрезам надо было 5–10 км подъезжать по проселку. Для этого у нас был вездеходный ПАЗ, чтобы в две очереди подвозить участников экскурсии. Но он сломался, и нам с Андреем Алексеевичем пришлось понервничать; хорошо, что директор завода, в гостинице которого мы ночевали, выделил такой же вездеходный автобус...

А однажды А.А. Величко очень помог одной из наших съемочных партий. Просматривая у нас аэрофотоснимки для изучения полигонального микрорельефа, он обратил внимание на своеобразные структуры у деревни Медведь в Костюковичском районе Беларуси, которые съемщики не заметили. А я сразу увидел полную аналогию с Сещинскими гляциодислокациями, и бурение показало, что тут развиты такие же ледниковые надвиговые структуры, как в Сеще, но только сложенные литологически однородными верхнемеловыми породами и почти не выраженные в рельефе, так что выявить их можно было только по аэрофотоснимкам. И если бы не Андрей Алексеевич, они, вероятно, так и остались бы незамеченными.

Вместе с А.А. Величко мы руководили деятельностью рабочей группы по подготовке проекта стратиграфической схемы четвертичных отложений центра Европейской России, принятой в 1983 г. В этой схеме были отражены почти все его представления, хотя они тогда не разделялись большинством исследователей, в связи с чем схема была принята как рабочая. После создания в 1990 г. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии (РМСК) по центру и югу Русской платформы я был утвержден руководителем секции четвертичных отложений, а А.А. Величко – заместителем руководителя этой секции, и мы продолжали работу над совершенствованием принятой схемы. Представления А.А. Величко отражены и в шкале неоплейстоцена, принятой бюро РМСК в 2010 г., и в разрабатываемом сейчас проекте стратиграфической схемы четвертичных отложений центра Европейской России.

С удовольствием вспоминаю совместную с А.А. Величко работу по редактированию сборника «Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы» (1992 г.), а также монографий «Изменения климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (1999 г.)» и «Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы» (2001 г.).

Мы не были с Андреем Алексеевичем «знакомы семьями». Однако мы нередко встречались с ним в гостях у Зои Петровны Губониной – палинолога, которая много лет проработала с А.А. Величко и которую он глубоко уважал и любил – и к которой такие же чувства испытываю и я.

Мои представления о стратиграфии и палеогеографии плейстоцена в значительной степени сформировались под влиянием работ А.А. Величко и его сотрудников, и мы с ним были единомышленниками во всем основном вопросам. Именно поэтому для меня так важно было обсуждение с ним этих вопросов на протяжении всех 55 лет нашего сотрудничества – оно позволяло уточнить и лучше обосновать мои представления.

СОДЕРЖАНИЕ

СЕКЦИЯ № 1 ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

<i>Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г.</i> НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ УЗБЕКИСТАНА	5
<i>Агатова А.Р., Непон Р.К., Зазовская Э.П., Овчинников И.Ю., Панов В.С.</i> ПРОБЛЕМЫ ПОСТРОЕНИЯ РАДИОУГЛЕРОДНОЙ ХРОНОЛОГИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН АЛТАЯ И ТУВЫ.....	8
<i>Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В., Алексеева В.А., Вагапов И.М., Елфимов Е.И.</i> МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ, ОТРАЖАЮЩИЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИЮ ЭТАПОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ЮГЕ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ.....	11
<i>Андреев А.А., Савельева Л.А., Шумиловских Л.Е., Громиз Р., Веннрих Ф., Фёдоров Г.Б., Субетто Д.А., Крастель С., Вагнер Б., Меллес М.</i> НЕМЕЦКО-РОССИЙСКИЙ ПРОЕКТ ПЛОТ: НОВЫЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ, ЛЕДНИКОВЫЕ И ДОЛЕДНИКОВЫЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЁР ЛАДОГА И БОЛЬШОЕ ЩУЧЬЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	13
<i>Андреичева Л.Н.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОСТОКЕ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ	17
<i>Астахов В.И., Шкатова В.К., Застрожнов А.С., Чуйко М.А.</i> ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ РОССИИ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ.....	22
<i>Бадюкова Е.Н.</i> ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ (ОБ АТЕЛЬСКОЙ РЕГРЕССИИ И ХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЯ)	27
<i>Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ НА НЕКОТОРЫХ УЧАСТКАХ ПОБЕРЕЖЬЯХ ЮГО-ВОСТОКА И ВОСТОКА БАЛТИКИ.....	30
<i>Баженова О.И., Кобылкин Д.В., Черкашина А.А.</i> ЦИКЛИЧНОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА В СТЕПЯХ ДАУРИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)	34
<i>Баранская А.В., Оношко В.А.</i> ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА	38
<i>Болкунова Д.Е., Ямских Г.Ю.</i> ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРЕСНОВОДНОЙ ГОЛОЦЕНОВОЙ МАЛАКОФАУНЫ КРАСНОЯРСКОЙ, ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ И ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ КОТЛОВИН	43
<i>Большаков В. А.</i> К ВОПРОСУ О СОДЕРЖАНИИ ПОНЯТИЙ «МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ» И «ОЛЕДЕНЕНИЕ» В КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА	46
<i>Борсук О.А., Снытко В.А.</i> ПРИРОДОВЕДЕНИЕ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ В ТРУДАХ АНДРЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВЕЛИЧКО	51
<i>Брылев В.А.</i> СОСТАВ ВАЛУННО-ГАЛЕЧНИКОВОГО МАТЕРИАЛА КРАЕВОЙ МОРЕНЫ МАКИМАЛЬНОГО ДОНСКОГО ЛЕДНИКА НА НИЖНЕМ ХОПРЕ.....	54

<i>Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ДОЛИНЕ Р. ВЫМЬ	55
<i>Быковская О.П., Горбунов А.С., Бевз В.Н.</i> ДОНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ЕГО УНАСЛЕДОВАННОСТЬ В СОВРЕМЕННОЙ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ	58
<i>Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю., Арсланов Х.А., Гребенникова Т.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О.</i> ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КРУПНЫХ ЦУНАМИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ПРИМОРЬЯ В ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ.....	64
<i>Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К.</i> РЕКОНСТРУКЦИИ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НИЖНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В БАССЕЙНАХ СЕЙМА, ОКИ, ДОНА, КАМЫ.....	69
<i>Григорьев В.А.</i> МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УСТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИНАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ (ПО ДАННЫМ РАДИОИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)	74
<i>Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.</i> ДОГОЛОЦЕНОВАЯ СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ	78
<i>Дренова А.Н., [Величко А.А.]</i> ДРЕВНИЕ МАТЕРИКОВЫЕ ДЮНЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ (ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ВОЗРАСТ, НАПРАВЛЕНИЕ ДЮНОФОРМИРУЮЩИХ ВЕТРОВ)	81
<i>Евзеров В.Я.</i> КЛИМАТ КАК ГЛАВНЫЙ ФАКТОР ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА)	87
<i>Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Молодьков А.Н.</i> СРЕДНЕВАЛДАЙСКОЕ ВРЕМЯ НА СЕВЕРО ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ: ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ	91
<i>Застрожных А.С., Шкатова В.К., Астахов В.И., Пестова Л.Е., Чуйко М.А., Гусев Е.А.</i> НОВАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РОССИИ МАСШТАБА 1:2 500 000, 2016 г.	97
<i>Захаров А.Л., Константинов Е.А.</i> РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ ЗАПАДИН В ПРИАЗОВЬЕ	101
<i>Зыкин В.С., Зыкина В.С.</i> ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	103
<i>Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О.</i> ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	108
<i>Зюганова И.С.</i> ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ	113
<i>Измайлов Я.А., Крыленко В.В.</i> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКЕ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ (ЧЕРНОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ)	118
<i>Идрисов И.А.</i> ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДА ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ	124

Калинин П.И., Алексеев А.О. РЕКОНСТРУКЦИИ КОЛИЧЕСТВА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА «СЕМИБАЛКИ-2»	129
Карпущина Н.В., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Колька В.В. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОДОЛИНЫ РЕКИ ОБДЕХ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ.....	131
Клювиткина Т.С., Полякова Е.И. ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ.....	135
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КВАРТЕРА УСТЬ- СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ).....	139
Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Зарецкая Н.Е. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОГО БЕРЕГА ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЕ И ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ.....	144
Константинов Е.А., <u>Величко А.А.</u> ЛЕССОНАКОПЛЕНИЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА РАВНИНАХ ПРИАЗОВЬЯ В НЕПЛЕЙСТОЦЕНЕ	146
Коркин С.Е., Коркина Е.А. НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АГАН-ПУРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ	149
Коркка М.А., Русаков А.В., Багрова С.М., Рыбин Г.В. МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ РАЗРЕЗА ЯМСКАЯ СТЕПЬ (БЕЛГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	153
Корякин В.С. ПАРОДОКСЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ.....	158
Крылов А. В., Букасс А.С. О НАХОДКАХ МОЛЛЮСКОВ ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ЧЕРНОМОРСКОГО И КАСПИЙСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА СЕВЕРО ЗАПАДЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ.....	161
Крылов А.В. О ВЗАИМОСВЯЗИ РАЗВИТИЯ МОРСКОЙ МАЛАКОФАУНЫ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИЙСКОЙ АРКТИКИ В КАЙНОЗОЙСКУЮ ЭРУ	165
Левин (Пинежский) С.А., Чеповский А.Н. Палеогеография Мезенско-Кулойско- Нижнепинежско-Северодвинской палеоложины (МКНСпл). СТАТЬЯ 1. ФАКТОРЫ ЗАЛОЖЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ НА МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ	173
Левковская Г.М., Юдкевич А.И., Боголюбова А.Н., Безуглов М.Г. КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ДВУХ ПОГРЕБЕННЫХ ТЕРРАС РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ПОРЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА КОСТЕНКОВСКОГО РЕГИОНА (БАССЕЙН ДОНА)	178
Левыкин С.В., Казачков Г.В. К ТЕОРИИ ГЕНЕЗИСА ЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ И ЛАНДШАФТОВ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТУНДРОСТЕПЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКИ.....	183
Ликутев Е.Ю. ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРРАСОУВАЛОВ. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАЗРЕШЕНИЯ ЭТОЙ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА.....	186
Лукашов А.А., Смоктунович Т.Л. ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ОСТРОВА МАДЕЙРЫ (ВОСТОЧНАЯ АТЛАНТИКА) НА ПРОТЯЖЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА..	189

<i>Маккавеев А.Н., Бронгулеев В.В., Караваев В.А.</i> ПИНГО - ХАРАКТЕРНАЯ ЧЕРТА ЛАНДШАФТОВ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА (НА ПРИМЕРЕ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА)	194
<i>Марченко-Вагапова Т.И.</i> ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ (ИНТИНСКИЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА КОМИ).....	199
<i>Матишов Г.Г., Ковалёва Г.В., Польшин В.В., Дюжова К.В.</i> СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ	201
<i>Михно В.Б.</i> СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ТРАНСФОРМАЦИИ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ	205
<i>Мысливец В.И., Миронюк С.Г.</i> СОВРЕМЕННЫЕ И РЕЛИКТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА НА ДНЕ МИРОВОГО ОКЕАНА	208
<i>Найдина О.Д.</i> ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НА ОСНОВЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	212
<i>Николаев В.И., Михалев Д.В.</i> РАЗРАБОТКА И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ ИНДИКАТОРОВ ПАРАМЕТРОВ ПАЛЕОСРЕДЫ.....	214
<i>Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е.</i> БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ, КАК ИНДИКАТОР ИЗМЕНЕНИЙ ПАЛЕОУСЛОВИЙ СРЕДЫ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ НА ПРОТЯЖЕНИИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА	221
<i>Панин П.Г.</i> МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛЕОПОЧВ ПОЗДНЕГО И СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БЕГЛИЦА	223
<i>Панин А.В.</i> ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РИТМЫ В УМЕРЕННОМ ПОЯСЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В РАМКАХ ПОСЛЕДНИХ МЕЖЛЕДНИКОВО-ЛЕДНИКОВЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ	227
<i>Пахомов М.М., Бородатый И.Л.</i> ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ВЯТСКОГО КРАЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	232
<i>Певзнер М.М., Романенко Ф.А.</i> ПРОБЛЕМА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ И ПОСЛЕДНИЙ ЭПИЗОД АКТИВИЗАЦИИ ВУЛКАНИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ	236
<i>Постоленко Г.А.</i> ТЕРРАСООБРАЗОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ АВТОХТОННЫХ РОССЫПЕЙ – СИСТЕМНЫЙ ФЕНОМЕН ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ	239
<i>Потахин М.С., Зобков М.Б., Тарасов А.Ю., Субетто Д.А.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ МЕТОДАМИ ГИС	244
<i>Протопопов А.В., Протопопова В.В.</i> РОЛЬ ПИРОГЕННОГО ФАКТОРА В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЭКОСИСТЕМАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ	248
<i>Пушина З.В.</i> ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЙ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНТАРКТИДЫ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА	252
<i>Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С.</i> ДВИНСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ. НОВЫЕ ДАННЫЕ	257
<i>Романенко Ф.А.</i> ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ПОБЕРЕЖИЙ В ГОЛОЦЕНЕ.....	264

<i>Рыжов Ю.В.</i> ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ.....	269
<i>Рычагов Г.И.</i> К МЕТОДИКЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ.....	273
<i>Рябуха А.Г.</i> РЕЛИКТОВАЯ КРИОГЕННАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА ЗАВОЛЖСКО- УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА.....	277
<i>Сапелко Т.В.</i> ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗРЕЗОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА.....	282
<i>Семенов В.В.</i> КОРОТОЯК – ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ	287
<i>Сизов О.С.</i> ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ)	289
<i>Стельмах А.Г.</i> СТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПРИРОДНАЯ СРЕДА БАСЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК.....	295
<i>Стрелецкая И.Д.</i> ПАЛЕОИНДИКАТОРЫ СУЩЕСТВОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ ..	298
<i>Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Глушанкова Н.И., Костомаха В.А.</i> ПРОВИНЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНО-ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ В БАСЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ВОЛГИ.....	302
<i>Сымпилова Д.П., Бадмаев Н.Б.</i> ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ЛЕССОВЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН.....	306
<i>Сычева С.А., Фрехен М., Пономаренко Е.В., Панин П.Г., Седов С.Н., Симакова А.Н., Хохлова О.С., Терхорст Б.</i> СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ: ПАЛЕОПОЧВЫ, РАСТИТЕЛЬНОСТЬ, ¹⁴ С- И OSL-ДАТЫ.....	309
<i>Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю., Гусев Е.А., Рекант П.В., Чистякова Н.О., Новихина Е.С., Миролубова Е.С., Пяткова М.Н.</i> СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАЙОНА ПОДВОДНОГО ХРЕБТА МЕНДЕЛЕЕВА В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ	315
<i>Тесаков А.С., Пенкман К., Титов В.В., Фролов П.Д.</i> БИО-АМИНОСТРАТИГРАФИЯ ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ: ВЗАИМОПРОВЕРКА МЕТОДОВ И УТОЧНЕНИЕ ХРОНОЛОГИИ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ	320
<i>Тимирева С.Н.</i> РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН ИЗ ЛЕССОВ, ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ	321
<i>Титов В.В., Тесаков А.С., Фролов П.Д., Куриаков С.В.</i> ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭКОСИСТЕМ КОНЦА ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА - РАННЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА С УЧЕТОМ ДАННЫХ ПО ПАЛЕОНТОЛОГИИ И ПАЛЕОПЕДОЛОГИИ (НА ОСНОВЕ РАЗРЕЗОВ СВ ПРИАЗОВЬЯ)	324
<i>Тишков А.А.</i> БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СТАРТА АНТРОПОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ	328

<i>Тумской В.Е., Малеева А.Н.</i> ПРИЗНАКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ МЁРЗЛЫХ ПОРОД В ПРОШЛОМ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ.....	333
<i>Филимонова Л.В.</i> ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ-ГОЛОЦЕНА ЛАНДШАФТНОГО ЗАКАЗНИКА «ТОЛВОЯРВИ» (КАРЕЛИЯ)	338
<i>Хаустов А.А., Быковская О.П.</i> ЗАПАДИННЫЕ ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАК ЛИТОГЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ.....	343
<i>Чижикова Н.П., Панин П.Г.</i> ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ЛЁССАХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВАХ КАК ПАМЯТЬ О БЫЛЫХ ПРОЦЕССАХ	347
<i>Чистякова Н.О., Талденкова Е.Е., Колесник А.Н., Колесник О.Н.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО ПЛАТО ПО КОМПЛЕКСАМ ФОРАМИНИФЕР И МАТЕРИАЛУ ЛЕДОВОГО РАЗНОСА.....	352
<i>Чистякова Н.О., Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Степанова А.Ю.</i> ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРОЛИВА ФРАМА НА ОСНОВЕ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....	354
<i>Чичагов В.П.</i> О ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННОМ ХАРАКТЕРЕ УСКОРЕНИЯ ВПАДИНООБРАЗОВАНИЯ НА ВОСТОКЕ АЗИИ ПО РАДИОУГЛЕРОДНЫМ ДАННЫМ	358
<i>Чичагова О.А., Чичагов В.П.</i> РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОПОЧВ: КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ	361
<i>Шварев С.В., Никонов А.А., Русаков А.В.</i> О ГЕНЕЗИСЕ КЛИНОВИДНЫХ СТРУКТУР В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ СКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА (ОПОРНЫЙ УЧАСТОК «НИЗИНО»)	368
<i>Шерматов М., Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г.</i> СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО БАССЕЙНА	373
<i>Шик С.М.</i> РОЛЬ А.А. ВЕЛИЧКО В РАЗРАБОТКЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ	376
<i>Шилова О.С., Романенко Ф.А.</i> ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИОННЫХ И КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ГОЛОЦЕНА В ЛЕТОПИСИ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. ЩУЧЬЕГО (ХИБИНЫ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)	381
<i>Ямских Г.Ю.</i> ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ КЛИМАТЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ КРАСНОЯРСКОЙ КОТЛОВИНЫ.....	386
<i>Янина Т.А., Борисова О.К., Курбанов Р.Н., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р.</i> СТРОЕНИЕ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ МАНЫЧА – КЛЮЧ К КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЯ И ПОНТА	390
<i>Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А., Ткач Н.Т., Сычев Н.В.</i> К ПРОБЛЕМЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И ПРИАЗОВЬЯ.....	394
<i>Назаров Д.В.</i> ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СИБИРСКОЙ АРКТИКИ: ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ.....	398

СЕКЦИЯ № 2

РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ЛАНДШАФТОВ: РЕКОНСТРУКЦИИ И ПРОГНОЗНЫЕ ОЦЕНКИ

<i>Александровский А.Л., Ершова Е.Г., Пономаренко Е.В., Кренке Н.А.</i> ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ В ДНИЩЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН В ГОЛОЦЕНЕ: ПОЧВЕННЫЕ И ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ	400
<i>Ананичева М.Д., Михайлов А.Ю.</i> РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЦЕНАРИЯ АНСАМБЛЯ МОДЕЛЕЙ 31 АОГСМ К ОЦЕНКЕ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ СЕВЕРА-ВОСТОКА РОССИИ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ	405
<i>Баженова О.И., Кобылкин Д.В., Черкашина А.А.</i> ЦИКЛИЧНОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА В СТЕПЯХ ДАУРИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)	407
<i>Базарова В.Б., Мохова Л.М., Лящевская М.С., Гребенникова Т.А.</i> РЕАКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ БАСЕЙНА АМУРА НА ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ КОНЦА ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА	412
<i>Беляев В.Р., Доманская П.А., Гаранкина Е.В., Курбанов Р.Н.</i> РЕЛИКТОВОЕ ЭРОЗИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ЮЖНОГО СКЛОНА ВОЗВЫШЕННОСТИ ЕРГЕНИ И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С РАЗЛИЧНЫМИ СТАДИЯМИ РАЗВИТИЯ ПОНТО-МАНЫЧА	417
<i>Белянин П.С., Белянина Н.И., Андерсон П.М., Ложкин А.В.</i> ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО В ОПТИМУМ ГОЛОЦЕНА	421
<i>Белянина Н.И., Белянин П.С.</i> РАЗВИТИЕ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В БАСЕЙНЕ Р. УССУРИ В МЕГАИНТЕРВАЛ МИС 3-2	426
<i>Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л., Борисова О.К., Сапелко Т.В.</i> ХОЛОДНЫЙ ЭПИЗОД РАННЕГО ГОЛОЦЕНА ОКОЛО 8200 ЛЕТ НАЗАД В СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЕ: ЭМПИРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ	431
<i>Борисова О.К.</i> КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ ЛИХВИНСКОГО/ГОЛЬШТЕЙНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ: В ПОИСКАХ НАИЛУЧШЕГО ПАЛЕОАНАЛОГА БУДУЩЕГО ПОТЕПЛЕНИЯ	436
<i>Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедева Е.В.</i> ЛАНДШАФТЫ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	441
<i>Величко А.А.</i> , <i>Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.</i> ИСТОРИЯ СКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА И ОКРУЖАЮЩИХ ЛАНДШАФТОВ В ВАЛДАЙСКУЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ И В НАЧАЛЕ ГОЛОЦЕНА	446
<i>Ветров В.А., Борисова О.К.</i> ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА НА ДЛИТЕЛЬНУЮ ПЕРСПЕКТИВУ (СОТНИ И ТЫСЯЧИ ЛЕТ)	450
<i>Голубева Ю.В., Кряжева И.В.</i> ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕЛЕОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАСЕЙНЕ Р. ЩУТЕР	455
<i>Данова Т.Е., Перельгин Б.В.</i> СПЕКТРАЛЬНО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ 50 ТЫСЯЧЕЛЕТНЕГО РЯДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА	458
<i>Евсеева Н.С., Филандышева Л.Б.</i> О СОВРЕМЕННЫХ ТЕНДЕНЦИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ	463

<i>Ибрагимова А. Г., Фролова Л. А., Сырых Л. С., Субетто Д. А.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК ПРОШЛОГО ДЛЯ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СУБФОССИЛЬНОГО СОСТАВА CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА МЕДВЕДЕВСКОЕ.....	467
<i>Иванов И. В.</i> ЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОПОЧВ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ ГОЛОЦЕНА ДЛЯ РАЗВИТИЯ ТЕОРИИ ПОЧВОВЕДЕНИЯ (Памяти А. А. Величко)	470
<i>Иванова Е. Д.</i> ЭКОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРАМИНИФЕРОВЫХ СООБЩЕСТВ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОГО ЗАЛИВА	475
<i>Каревская И. А.</i> ТИПИЗАЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)	478
<i>Конищев В. Н., Курбанов Р. Н., Курчатова А. Н., Rogov В. В., Стрелецкая И. Д., Таратунина Н. А., Янина Т. А.</i> ОТРАЖЕНИЕ КРИОГЕНЕЗА В СОСТАВЕ И МИКРОСТРОЕНИИ ЛЕССОВ В РАЗРЕЗЕ СРЕДНЯЯ АХТУБА	483
<i>Кононов Ю. М.</i> ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ТЕПЛОГО СЕЗОНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 500 ЛЕТ НА СЕВЕРЕ ЕВРАЗИИ	488
<i>Кравцов Ю. В.</i> ДИНАМИКА ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВЕННО-ГРУНТОВЫХ ТОЛЩ ИШИМСКОЙ СТЕПИ ПРИ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА	492
<i>Ляцевская М. С., Ганзей К. С.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОУСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНА ДЛЯ ОСТРОВОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)	496
<i>Margold M., Jansen J. D., Гуринов А. Л., Codilean A. T., Preusser F.</i> ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА ВПАДИН СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ПОСЛЕДСТВИЯ ИХ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СПУСКА	500
<i>Маркова А. К.</i> ЕВРОПЕЙСКИЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА.....	504
<i>Низовцев В. А.</i> ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОГО ПАЛЕОЛАНДШАФТНОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ.....	509
<i>Новенко Е. Ю., Нагорная Е. Г., Мироненко И. В., Куприянов Д. А.</i> ПОЖАРЫ В ЭВОЛЮЦИИ ЛАНДШАФТОВ ПОЛЕССКОГО ТИПА В ГОЛОЦЕНЕ.....	514
<i>Павлова М. Р., Рудая Н. А., Галанин А. А.</i> ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЭОЛОВЫХ ЛАНДШАФТОВ ВИЛЮЙСКОГО БАСЕЙНА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ТУКУЛАНОВ МАХАТТА И КЫСЫЛ-СЫР)	519
<i>Панин А. В., Матлахова Е. Ю., Аляутдинов А. Р., Семин В. Н.</i> БАЗА ДАННЫХ ПО АБСОЛЮТНОМУ ВОЗРАСТУ АЛЛЮВИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ И СИБИРИ И ЕЕ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	521
<i>Писарчук Н. М., Козлов Е. А.</i> МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БЕЛАРУСИ: МУРАВИНСКИЙ (МИКУЛИНСКИЙ/ ЭМСКИЙ) И ГОЛОЦЕНОВЫЙ ЭТАПЫ.....	526
<i>Писарева В. В., Фаустова М. А., Судакова Н. Г.</i> ПРИРОДНАЯ ОБСТАНОВКА АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИИ В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	530
<i>Пузаченко А. Ю., Маркова А. К.</i> ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОР ДИНАМИКИ ПОПУЛЯЦИЙ МАМОНТА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЕВРАЗИИ	534

<i>Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Арсланов Х.А., Мохова Л.М., Копотева Т.А., Гребенникова Т.А., Макарова Т.Р., Паничев А.М., Кудрявцева Е.П., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю.</i> РЕАКЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ЗАПАДНОГО МАКРОСКЛОНА СИХОТЭ-АЛИНЯ (БАССЕЙН Р. БИКИН) НА РАЗНОМАСШТАБНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА.....	539
<i>Рудая Н.А., Кривоногов С.К., Жилич С.В., Назарова Л.Б., Палагушкина О.В., Панов В.С., Папин Д.В., Фролова Л.А., Отгонбаяр Д., Баярхүү Б., Жаогалсүрэн Н.</i> ИЗМЕНЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ В ГОЛОЦЕНЕ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ	544
<i>Руденко О.В., Енина В.В., Баух Х.А., Овсепян Я.С.</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ СРЕДНЕГО-ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА НА ВНУТРЕННЕМ ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗ ПАЛЕОДОЛИНЫ РЕКИ ЛЕНЫ.....	549
<i>Руденко О.В., Новенко Е.Ю.</i> ТРАНСФОРМАЦИЯ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «ОРЛОВСКОЕ ПОЛЕСЬЕ» НА НАЧАЛЬНОМ ЭТАПЕ ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЧЕЛОВЕКОМ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)	553
<i>Седов С.Н., Шейнкман В.С., Русаков А.В., Юртаев А.А., Мельников В.П.</i> ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕЙ ОБИ В КОНТЕКСТЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ ЛАНДШАФТОВ И КРИОГЕНЕЗА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	557
<i>Семенов В.А.</i> ОСТАНОВКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ПРИТОКА В БАРЕНЦЕВО МОРЕ: ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ БЫСТРЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПЕРИОД ГОЛОЦЕНА.....	563
<i>Сиренко Е.А.</i> ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ РАВНИННОЙ УКРАИНЫ В ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И РАННЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ КАК ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФЛУКТУАЦИЙ.....	564
<i>Смоленцева Е.Н.</i> ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПОСТАКВАЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ В СТЕПНОМ БИОМЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	569
<i>Субетто Д.А.</i> СОВРЕМЕННЫЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.....	573
<i>Тарбеева А.М.</i> ЧЕТКОВИДНЫЕ ИЗВИЛИСТЫЕ РУСЛА МАЛЫХ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ КАК ПРИЗНАК УМЕНЬШЕНИЯ ВОДНОСТИ РЕК.....	578
<i>Трофимец Л.Н., Паниди Е.А.</i> КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА УЧАСТИЯ ЛОЖБИННОГО КОМПЛЕКСА В ЭРОЗИОННОМ ПРЕОБРАЗОВАНИИ РАСПАХИВАЕМЫХ СКЛОНОВ НА ОСНОВЕ РАДИОЦЕЗИЕВОГО МЕТОДА.....	582
<i>Фролова Л.А., Пестрякова Л.А.</i> CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР СИБИРИ.....	587
<i>Хохлова О.С.</i> ИЗМЕНЧИВОСТЬ СВОЙСТВ ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВ В КОРОТКИХ ХРОНОРЯДАХ И ВРЕМЕННОЙ МАСШТАБ ПОЛУЧАЕМЫХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ	591
<i>Цацкин А.И.</i> ПРИБРЕЖНЫЕ ПОЧВЫ И ПОЧВЕННО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ В ВОСТОЧНОМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ В СВЕТЕ ПРИНЦИПОВ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ.....	596

<i>Черенкова Е.А.</i> СОВРЕМЕННЫЕ И ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УВЛАЖНЕНИЯ СУББОРЕАЛЬНЫХ РАВНИННЫХ ЛАНДШАФТОВ РОССИИ.....	599
<i>Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П.</i> ВНЕЛЕДНИКОВОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – АНАЛИЗ С ПОЗИЦИЙ КРИОРАЗНООБРАЗИЯ	603
<i>Шполянская Н.А.</i> РАЗНОМАСШТАБНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И РАЗВИТИЕ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ.....	608
<i>Макеев А.О., Куст П.Г., Лебедева М.П.</i> ПОЧВЫ НА МОСКОВСКИХ МОРЕНАХ КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АРХИВ.....	613

СЕКЦИЯ № 3 РОЛЬ ПРИРОДНОГО ФАКТОРА В СТАНОВЛЕНИИ И РАЗВИТИИ ОБЩЕСТВА НА РАННИХ ЭТАПАХ

<i>Амирханов Х.А.</i> АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕРВОНАЧАЛЬНОГО РАССЕЛЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА.....	620
<i>Андерсон П.М., Ложкин А.В.</i> ПРИРОДНАЯ СРЕДА ОСТРОВА ВРАНГЕЛЯ В ПЕРИОД ИНИЦИАЛЬНОГО ПОСЕЛЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА.....	621
<i>Беляева В.И.</i> РАЗНООБРАЗИЕ И СХОДСТВО СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОЗИЦИЙ ПЯТИ ПОСЕЛЕНЧЕСКИХ СТРУКТУР ПУШКАРЕЙ I.....	624
<i>Бессуднов А.А.</i> ПРОБЛЕМА НАЛИЧИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И КУЛЬТУРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕЙ ПОРЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА В КОСТЕНКАХ.....	626
<i>Болиховская Н.С., Козликин М.Б., Шуньков М.В.</i> КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ В ВОСТОЧНОЙ ГАЛЕРЕЕ ДЕНИСОВОЙ ПЕЩЕРЫ И СМЕНЫ ДРЕВНИХ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВЕК НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ АЛТАЯ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)	631
<i>Васильев С.А.</i> ПЕРВОНАЧАЛЬНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКОМ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ: ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И АРХЕОЛОГИЯ	636
<i>Васильев С.В., Боруцкая С.Б.</i> ЭВОЛЮЦИОННАЯ МОРФОЛОГИЯ, ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И АДАПТИВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАННЕГО <i>НОМО</i> ИЗ НАРИОКАТОМЕ III (КЕНИЯ)	638
<i>Васильев С.В., Боруцкая С.Б.</i> КОМПЛЕКСНОЕ АНТРОПОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОСТАНКОВ ИЗ МОГИЛЬНИКА ТАМ ХАНГ (ЛАОС)	643
<i>Волокитин А.В., Панин А.В., Зарецкая Н.Е.</i> ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮЖНОГО ПРИТИМАНЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ В КОНТЕКСТЕ ИХ ОСВОЕНИЯ ДРЕВНИМ ЧЕЛОВЕКОМ	648
<i>Воскресенская Е.В.</i> КОМПЛЕКС ХОТЫЛЕВСКИХ СРЕДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК: ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ	653
<i>Дьяченко Н.П., Мелихова Е.В.</i> ОСОБЕННОСТИ АНТРОПОМОРФОГЕНЕЗА ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ НА РАННИХ ЭТАПАХ.....	657
<i>Жилина Т.Н.</i> ОСВОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В XVI-XIX ВВ. В СЛОЖНЫХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА.....	662
<i>Зерницкая В.П.</i> РОЛЬ КЛИМАТА И ЧЕЛОВЕКА В ПРЕОБРАЗОВАНИИ ЛАНДШАФТОВ ПОЛЕСЬЯ (БЕЛАРУСЬ) В ГОЛОЦЕНЕ.....	666

<i>Кандинов М.Н.</i> О СТРОЕНИИ ТЕРРАСЫ АВДЕЕВСКОЙ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ.....	670
<i>Кобиляков И.В.</i> ПРИРОДНЫЕ И КУЛЬТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ДРЕВНИХ КОЧЕВЫХ СТОЙБИЩ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЛАТО ПУТОРАНА	674
<i>Колесник А.В.</i> КРЕМНЕВОЕ СЫРЬЕ КАК ФАКТОР ХОЗЯЙСТВЕННОЙ АДАПТАЦИИ В КАМЕННОМ ВЕКЕ БОЛЬШОГО ДОНБАССА	676
<i>Кошелева Е.А.</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОМПЬЮТЕРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СИСТЕМЫ АДАПТАЦИИ "ЧЕЛОВЕК – ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА"	679
<i>Куренкова Е.И.</i> ПРОБЛЕМА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИРОДЫ И ЧЕЛОВЕЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА В ТРУДАХ ПРОФЕССОРА А.А. ВЕЛИЧКО	683
<i>Лисицын С.Н.</i> ЭПОХА ГРАВЕТТА В КОСТЕНКАХ: КУЛЬТУРНАЯ ИСТОРИЯ И ПАЛЕОЛАНДШАФТ	687
<i>Мысливец В.И.</i> ЭНЕРГОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И «МАЯТНИК» ЧЕЛОВЕЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА	693
<i>Очередной А.К., Воскресенская Е.В., Вишняцкий Л.Б., Колесник А.В., Нехорошев П.Е., Колпаков Е.М., Блохин Е.К., Степанова К.Н., Ларионова А.В.</i> ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ.....	697
<i>Павлов П.Ю.</i> ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ И УРАЛА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ВАЛДАЕ НА ЗАСЕЛЕНИЕ РЕГИОНА ЧЕЛОВЕКОМ В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЛИТЕ.....	702
<i>Павлова Е.Ю., Питулько В.В.</i> КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА НА ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА.....	704
<i>Синицын А.А.</i> КОСТЕНКИ 14 (МАРКИНА ГОРА) КАК ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КУЛЬТУРНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПАЛЕОЛИТА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ НА ФОНЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МИСЗ	707
<i>Синицына Г.В.</i> О РАСПРОСТРАНЕНИИ И РАЗВИТИИ КУЛЬТУР ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ (БЁЛЛИНГ – ДРИАС III) НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ.....	713
<i>Сорокин А. Н.</i> НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ЗАБОЛОТСКОГО ТОРФЯНИКА (МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ)	716
<i>Спиридонова Е.А., Лаврушин Ю.А.</i> ПРИРОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА НА ДОНУ В С. КОСТЕНКИ.....	721
<i>Столникова Е.М., Ковалева Н.О.</i> ГОРНЫЕ АРХИВЫ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК КАРАХАЧ (МАЛЫЙ КАВКАЗ, АРМЕНИЯ) И МУХКАЙ IIa (СЕВ. КАВКАЗ, ДАГЕСТАН)	722
<i>Чепалыга А.Л.</i> ПУТЬ НА СЕВЕР: ДРЕВНЕЙШИЕ МИГРАЦИИ ОЛДОВАНСКОЙ КУЛЬТУРЫ И ПЕРВИЧНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ ЕВРОПЫ ЧЕРЕЗ ЮГ РОССИИ.....	725

<i>Чичагов В.П.</i> АНТРОПОГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РАВНИН ВЛАЖНЫХ ТРОПИКОВ ИНДОКИТАЯ ОТ НЕОЛИТА ДО СОВРЕМЕННОЙ ЭПОХИ	728
<i>Чичагов В.П., Чичагова О.А.</i> АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РАВНИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В СОВРЕМЕННУЮ ЭПОХУ	733
<i>Чупина Д.А., Никулина А.В., Картозия А.А.</i> ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ ИССУШЕНИЯ/УВЛАЖНЕНИЯ НА ЛАНДШАФТНЫЕ ПРЕДПОЧТЕНИЯ ЧЕЛОВЕКА НА ТЕРРИТОРИИ БАРАБЫ В ГОЛОЦЕНЕ.....	739
<i>Шумкин В.Я.</i> ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНОГО ФАКТОРА НА ИНИЦИАЛЬНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ФЕННОСКАНДИИ	744
<i>Щелинский В.Е., Тесаков А.С., Титов В.В., Измайлов Я.А., Байгушева В.С., Симакова А.Н., Фролов П.Д.</i> ВОЗРАСТ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК ЮЖНОГО ПРИАЗОВЬЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ	749
<i>Леонова Н.Б, Виноградова Е.А., Воейкова О.А., Несмеянов С.А.</i> МАСШТАБНЫЕ УРОВНИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ.....	754

ВОСПОМИНАНИЯ ОБ АНДРЕЕ АЛЕКСЕЕВИЧЕ ВЕЛИЧКО ДРУЗЕЙ И КОЛЛЕГ

<i>Баденков Ю.П.</i> ПАМЯТИ АНДРЕЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВЕЛИЧКО. ТРИ ИСТОРИИ	758
<i>Герасимова М.М.</i> ОБ АНДРЕЕ ВЕЛИЧКО.....	762
<i>Гуртовая Е.Е.</i> ВОСПОМИНАНИЯ ОБ АНДРЕЕ АЛЕКСЕЕВИЧЕ.....	765
<i>Матишов Г.Г.</i> ВОСПОМИНАНИЯ ОБ УЧИТЕЛЕ.....	766
<i>Морозова Т.Д.</i> ВОСПОМИНАНИЯ ОБ АНДРЕЕ АЛЕКСЕЕВИЧЕ.....	768
<i>Таргульян В.О.</i> КАКИМ Я ПОМНЮ АНДРЕЯ ВЕЛИЧКО	770
<i>Чичагов В.П., Чичагова О.А.</i> СВЕТЛАЯ ПАМЯТЬ О СТАРОМ ДРУГЕ – АНДРЕЕ АЛЕКСЕЕВИЧЕ ВЕЛИЧКО ...	772
<i>Шик С.М.</i> НАШЕ СОТРУДНИЧЕСТВО С А.А. ВЕЛИЧКО	775

Научное издание

ПУТИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ГЕОГРАФИИ

Материалы Всероссийской научной конференции
посвященной памяти профессора А.А. Величко
(Москва, 23-25 ноября 2016 г.)

Институт географии РАН
119017, Москва, Старомонетный пер., д. 29