

Міністерство освіти і науки України
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЯ

МІЖВІДОМЧИЙ НАУКОВИЙ ЗБІРНИК

Заснований у 1970 році

ВИПУСК 57

*присвячений 60-річчю заснування кафедр
землезнавства та геоморфології,
гідрології та гідроекології,
метеорології та кліматології*
географічного факультету
Київського національного університету
імені Тараса Шевченка

Київ
2009

УДК 551.4(01)+911.2
ББК 65.04
Ф45

Ф45 Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ «Обрії», 2009. – Вип. 57. – 196 с.

У збірнику викладено результати теоретичних та прикладних географічних досліджень, проведених у різних регіонах України. Подано аналіз сучасних теоретичних уявлень про антропогенне навантаження на рельєф і ландшафти, розглядається значення окремих напрямків фізичної географії та геоекології в концепціях географічного обґрунтування раціонального використання природних ресурсів України, наведено нові методичні розробки еколого-географічних оцінок геосистем у зв'язку з різними видами природокористування, сценарії зміни кліматичних умов України в умовах глобального потепління. Викладено інші прикладні аспекти фізичної географії та геоморфології еколого-географічного плану. Наведені статті, доповіді яких були виголошені на Міжнародній науково-практичній конференції «Природничо-географічна наука і освіта: стан, перспективи та шляхи розвитку» (м. Київ, 2009).

Для наукових працівників, спеціалістів науково-дослідних і проектно-пошукових установ, викладачів, студентів.

Збірник внесено до «Переліку фахових видань України, в яких можуть публікуватися результати дисертаційних робіт на здобуття наукових ступенів доктора і кандидата наук» («Бюлетень ВАК України, № 4 за 1999 рік.).

Рекомендований до друку Вченою радою географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

ISSN 0868-6939

© Київський національний університет імені Тараса Шевченка, 2009

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ:

- Шищенко П.Г.** д-р. геогр. наук., член-кор. АПН України,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
(відповідальний редактор)
- Адаменко О.М.** д-р. геол.-мін. наук.,
Івано-Франківський технічний університет нафти та газу
- Бортник С.Ю.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
(заступник відповідального редактора)
- Герасименко Н.П.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Гродзинський М.Д.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Вахрушев Б.О.** д-р. геогр. наук.,
Таврійський національний університет імені В.І. Вернадського
- Денисик Г.І.** д-р. геогр. наук.,
Вінницький педагогічний університет імені Михайла
Коцюбинського
- Дмитрук О.Ю.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Ковальчук І.П.** д-р. геогр. наук.,
Національний університет біоресурсів і природокористування
України
- Комлев О.О.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Мельник А.В.** д-р. геогр. наук.,
Львівський національний університет імені Івана Франка
- Некос В.Ю.** д-р. геогр. наук.,
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
- Ободовський О.Г.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Олійник Я.Б.** д-р. ек. наук., член-кор. АПН України,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Палієнко В.П.** д-р. геогр. наук.,
Інститут географії НАН України
- Пащенко В.М.** д-р. геогр. наук.,
Національний університет біоресурсів і природокористування
України
- Самойленко В.М.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Стецюк В.В.** д-р. геогр. наук.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
- Шуйський Ю.Д.** д-р. геогр. наук.,
Одеський національний університет імені І.І. Мечникова

З М І С Т

СУЧАСНИЙ СТАН ТА ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ МЕТЕОРОЛОГІЇ ТА КЛІМАТОЛОГІЇ В УКРАЇНІ

С.І. Сніжко	Формування і розвиток школи метеорології і кліматології в Київському університеті (1846–2009 рр.).....	6
В.Ф. Мартазінова, Е.К. Иванова	Синоптические процессы, определяющие современный климат Украины.....	18
Г.П. Івус, А.Б. Семергей- Чумаченко, С.О. Зубкович	Статистичні характеристики швидкості вітру над сходом України у січні на фоні кліматичних змін.....	23
М.Б. Барабаш, О.Г. Татарчук, Н.П. Гребенюк, Т.В. Корж	Практичний напрямок досліджень зміни клімату в Україні.....	28
В.Ф. Мартазінова, Д.Ю. Чайка	Пространственное изменение поля давления воздуха над северным полушарием в период глобального потепления.....	36
Л.Г. Латиш, В.М. Хохлов	Зміни режиму вологовмісту ґрунту в Україні у 2011-2025 роках.....	43
I.A. Khomenko N.P. Chakina	Freezing precipitation in the Ukraine.....	49
В.О. Балабух	Кінетична енергія атмосфери як кількісний показник інтенсивності синоптичних процесів.....	54
В.М. Бабіченко, Н.В. Ніколаєва, С.Ф. Рудішина, Л.М. Гущина	Зміни переходу середньої добової температури повітря через 0 ⁰ с восени в умовах сучасного клімату.....	63
І.М. Щербань	Небезпечні агрометеорологічні явища в Україні.....	75
О.О. Косоvecь, О.Є. Пахалюк	Кліматичні екстремуми в умовах зміни клімату.....	81
Н.І. Швень, О.А. Павленко І.А. Орнатський	Методичні аспекти світлолокаційних вимірювань висоти нижньої межі хмар.....	90

Л.С. Рибченко, С.В. Савчук	Зміна тривалості сонячного сьйва в Україні за останнє двадцятиріччя.....	96
О.С. Мкртчян, П.М. Шубер	Геоінформаційне моделювання температурного поля західних регіонів України.....	104
Д.І. Холявчук	Рекреаційно-кліматичні дослідження річково-долинних рівнинних регіонів (на прикладі долини Середнього Дністра).....	112
Л.В.Паламарчук, В.Голюк	Динаміка поля опадів у південній частині України.....	122
Є.М. Кіптенко, Т.В. Козленко	Метеорологічні умови формування забруднення повітря та його прогнозування у місті Чернівці.....	132
О.Г.Шевченко, С.І.Сніжко	Оцінка впливу метеорологічних умов на стан забруднення атмосфери великого міста (на прикладі м. Києва).....	141
Є.І. Пономарьова, С.І. Сніжко	Аналіз та типізація синоптичних ситуацій формування катастрофічних паводків в басейні р. Західний Буг.....	150
А.В. Продан, В.І.Затула	Огляд стану закордонних досліджень з вивчення посух та послаблення їх негативного впливу.....	157
С.І. Пясецька	Динаміка прояву небезпечних екзогенних явищ (сельової активності та лавинонебезпечності) в Кримських горах на сучасному етапі зміни клімату.....	162
Т.С. Кошель	Історія досліджень снігових лавин в Українських Карпатах.....	169
В.Г. Пазинич	До проблеми стоку повеневих вод Десни через долини Остра і Трубіжу.....	174
В.В.Кокус	Внесок Л.Г. Данилова у розвиток метеорологічних досліджень на Поділлі в 20-х роках ХХ ст.....	177
Т.Ю. Холковська	Кліматологічні дослідження Поділля в працях польських вчених.....	186
Т.М. Лаврук	Особливості фактурної будови Верхньо-Дністерської МЦТ.....	190

СУЧАСНИЙ СТАН ТА ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ МЕТЕОРОЛОГІЇ ТА КЛІМАТОЛОГІЇ В УКРАЇНІ

УДК 551.5

С.І. Сніжко
Київський національний університет
імені Тараса Шевченка

ФОРМУВАННЯ І РОЗВИТОК ШКОЛИ МЕТЕОРОЛОГІЇ І КЛІМАТОЛОГІЇ В КИЇВСЬКОМУ УНІВЕРСИТЕТІ (1846–2009 рр.)

Ключові слова: метеорологічна освіта і наука, кафедра метеорології та кліматології, кліматологічні дослідження.

У 2009 році кафедра метеорології та кліматології відзначила 60-річчя своєї науково-просвітницької діяльності у складі географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, проте формування цього наукового напрямку має надзвичайно глибокі історичні корені. Викладання метеорології в університеті, яке розпочалося практично одразу після його заснування (1846 р.), має давні традиції і славні імена, які увійшли не тільки в історію університету, а й у історію російської й української науки.

Спочатку метеорологія була основним розділом курсу лекцій з фізичної географії, а в другій половині XIX ст. вона стає самостійною дисципліною навчального процесу.

Перші лекції з метеорології в Київському університеті Святого Володимира читав з 1846 по 1858р. завідувач кафедри фізики професор Е.А. Кнорр (випускник Берлінського університету, працював у Казанському університеті), який викладав експериментальну фізику і фізичну географію.

В 1844 р. вчені Петербурзької Академії наук виступили з ініціативою створення при Київському університеті метеорологічної обсерваторії, яка була збудована за проектом видатного архітектора В.Беретті у 1854 р. і, починаючи з 1855 р., стала одним із провідних центрів метеорологічних досліджень Російської імперії і відіграла вирішальну роль у розвитку метеорології та кліматології на Україні. Обсерваторія була побудована безпосередньо під керівництвом проф. Е.А. Кнорра. Він був її першим завідувачем.

З 1859 по 1865 роки курс метеорології читав новий завідувач кафедри фізики – проф. М.І. Талізін, вихованець Петербурзького університету, учень академіка Е.Х. Ленца. Він був першим російським фізиком у Київському університеті, наукові інтереси якого більше стосувалися фізичної географії.

В 70-80 роках минулого століття в Київському університеті метеорологія та кліматологія набула значного розвитку. Одна з головних

причин, що сприяла розвитку цих галузей науки, полягала у практичному використанні метеорологічних даних, в першу чергу в сільському господарстві. В цей час в Київському університеті з 1865 по 1890 р. працював відомий фізик і метеоролог член-кореспондент Російської Академії наук професор М.П. Авенаріус, який читав курс метеорології та очолював метеорологічну обсерваторію університету. Він закінчив Петербурзький університет і два роки перебував у закордонному відрядженні, де готувався до професорської діяльності під керівництвом М.І. Пирогова. М.П. Авенаріус був всебічно освіченою людиною, добре знав стан фізики на той час і брав активну участь в її розвитку.

О.Г. Столетов так характеризує цього видатного вченого: “Це була людина м’якого і в той же час прямого характеру, він ніколи не кривив душею... До науки і до професорських обов’язків він ставився з благоговінням, як до справи святої... був далекий від опортунізму і ненавидів формалістику. Студенти цінили в ньому і захоплюючого лектора, і невтомного працівника-керівника, і надійного заступника в справедливій справі”.

М.П. Авенаріус вів підготовку наукових кадрів, залучаючи студентів до науково-дослідної роботи. Вперше в практиці університету їх наукові роботи були удостоєні золотих і срібних медалей.

За ініціативою проф. Авенаріуса проводилися спеціальні метеорологічні дослідження – актинометричні, з атмосферної електрики тощо. Він досліджував питання річного і добового ходу основних метеорологічних елементів – температури повітря і ґрунту, атмосферних опадів тощо. Йому належать важливі праці, присвячені вивченню клімату Києва, методиці метеорологічних спостережень та їх обробці.

М.П. Авенаріус створив київську школу метеорологів, з якої вийшли відомі вчені, які внесли відомий вклад в загальний розвиток метеорології, особливо у вивчення погодних процесів і клімату України (О.В. Клосовський, К.М. Жук, Р.В. Савельєв, Й.Й. Косоногов).

О.В. Клосовський після закінчення в 1869 р. Київського університету вивчав кліматичні умови Києва. В 1874 р. він опублікував працю “Некоторые данные по климату Киева”, а в 1875 р. – “Ход метеорологических элементов в Киеве”. Ці наукові праці дозволили О.В. Клосовському одержати право на читання лекцій з метеорології в Київському університеті, а також дістати рекомендацію від Ради університету на читання публічних лекцій з питань фізичної географії. Пізніше О.В. Клосовський став професором Новоросійського (Одеського) університету і організатором магнітно-метеорологічної обсерваторії та сітки метеорологічних станцій південного заходу Росії. Він є автором наукових праць про грозову діяльність і зливи на півдні України, про кліматичні особливості Чорноморського узбережжя, а також автором підручників з метеорології, геофізики та фізичної географії.

З 1978 р. в університеті почав працювати К.М. Жук, який крім роботи на кафедрі фізики, виконував основні спостереження на метеорологічній обсерваторії і керував їх обробкою.

Важливу роль у зростанні К.М. Жука як ученого і дослідника відіграло Київське товариство дослідників природи, членом якого він був обраний ще в 1871 р. Слід також підкреслити значний вплив на нього видатного російського метеоролога Р.М. Савельєва, який переїхав з Москви до Києва в 1887 р. і одразу ж приступив до організації метеорологічних і актинометричних досліджень. Дружба К.М. Жука і Р.М. Савельєва сприяла успішному розв'язанню цілого ряду важливих проблем, що прославили Київський університет. Так, у 1888р. в Київському університеті вперше в Росії було організовано реєстрацію прямої сонячної радіації, а також було виконано порівняння її інтенсивності в двох місцях в Києві.

Р.М. Савельєв наполегливо пропагував спостереження над сонячною радіацією. Він виконав ґрунтовні праці з питань теорії психрометра, встановивши залежність психрометричної постійної від форми і розмірів резервуарів термометра, а також від величини покриття термометра батистом. На засіданні Київського товариства дослідників природи Жук і Савельєв часто виступали з доповідями і науковими повідомленнями.

Великий вклад зробив К.М. Жук у вивчення теплового режиму ґранту, снігового покриву і води в Дніпрі, в численних ставках і озерах. Для цього він розробив методику спостережень і безпосередньо брав участь у дослідженнях. О.І. Воейков назвав праці К.М. Жука з питань теплового режиму Дніпра зразковими і закликав метеорологів Росії йти за прикладом киян.

Будучи активним членом Російського географічного товариства, К.М. Жук виступав на сторінках його періодичних видань з статтями про результати досліджень.

Важливе місце в науковій діяльності К.М. Жука займають дослідження шкідливих метеорологічних явищ – гроз, злив, граду і градобою, ожеледі, паморозі, льодового дощу, досліджуючи які він звертав увагу на їх походження, висвітлював економічну шкоду, якої вони завдають окремим галузям господарства.

К.М.Жук був делегатом багатьох з'їздів дослідників природи і лікарів Росії, представляючи на них Київський університет і Київське товариство дослідників природи, виступав з доповідями і повідомленнями.

В 80-90 роках географія в університетах Росії набуває більш широкого розвитку, що привело до організації самостійних кафедр географії. Значну роль в боротьбі за створення кафедр географії в університетах Росії відіграла діяльність великого російського хірурга і педагога М.І. Пирогова та засновника університетської географії професора Московського університету Д.М. Анучина.

У Київському університеті кафедра фізичної географії розпочала активну діяльність з 1891р., коли Рада університету обрала відомого вченого – засновника школи агрометеорології в Росії П.І. Броунова професором

фізичної географії. Зміцненню авторитету Броунова в наукових колах сприяли його блискучі праці з питань синоптичної та загальної метеорології, а також з фізичної географії. Значну роль відіграв особистий контакт Броунова з вченими різних країн, що сприяв безпосередньому обміну думками по цілому ряду питань. Керуючи кафедрою фізичної географії, професор Броунов читав фізичну географію, метеорологію і земельний магнетизм, а також був директором метеорологічної обсерваторії.

Одразу ж по приїзді до Києва П.І. Броунов був обраний членом Київського товариства дослідників природи і брав діяльну участь в його роботі. Серед опублікованих в “Записках” товариства наукових праць Броунова ми зустрічаємо статті про грози, чорні бурі, про метеорологічні прилади та джерела їх помилок. Багато наукових праць його надруковано в “Метеорологическом вестнике” і “Университетских известиях”.

У 1892 році П.І. Броунов приступає до організації Придніпровської сітки метеорологічних станцій, ставлячи перед нею завдання виконання широкої програми спеціальних метеорологічних спостережень і всебічного вивчення клімату України.

Організація Придніпровської метеорологічної сітки не була випадковою. Катастрофічна посуха 1891р., що викликала сильний голод у 42 губерніях Росії, примусила П.І. Броунова зацікавитися питаннями сільського господарства. Як і більшість кращих синів російського народу, він хотів допомогти населенню, що голодувало. З ініціативи П.І. Броунова видається спеціальний збірник для допомоги голодним селянам, в якому він вміщує статтю “Погода і її передбачення”, в якій висвітлює питання про вплив посухи на грант і рослини і накреслює шляхи боротьби з посухою.

На станціях Придніпровської метеорологічної сітки виконувались спостереження за сніговим покривом, температурою гранту на різних глибинах, де розміщена основна маса кореневої системи рослин, а також вивелися зливи, бурі, град, приморозки, сильні морози, випрівання, вимокання, збиралися відомості про інтенсивність розвитку сільськогосподарських рослин та їх урожай.

П.І. Броунов разом із своїми безкорисливими і спритними помічниками-студентами забезпечував методичне керівництво системою спостережень, обробкою даних, їх узагальнення і публікацію.

Цей метод підготовки фахівців з метеорології шляхом використання практичної роботи студентів по виконанню спостереження на Метеорологічній обсерваторії та чисельних станціях і спостережних пунктах Придніпровської агрометеорологічної мережі, її обробку, аналізу і підготовки до публікації, діяв у Київському університеті до Великої Жовтневої Соціалістичної революції.

Великою заслугою П.І. Броунова є організація видання місячних бюлетенів метеорологічної обсерваторії та обмін ними з головними метеорологічними і геофізичними обсерваторіями окремих країн.

П.І. Броунов намагався поширити агрометеорологічні спостереження, що були організовані на Придніпровській метеорологічній сітці, на всю

територію Росії. Для цього він складає “Проект объединения сельскохозяйственных метеорологических наблюдений в России и деятельности Метеорологического бюро Ученого комитета Министерства земледелия”.

У 1895 р. Броунов виїхав з Києва до Петербурга для організації бюро з сільськогосподарської метеорології в Департаменті землеробства, який очолювався П.А. Костичевим.

У 1896 р. П.І. Броунов вперше організовує на Всеросійській виставці в Нижньому Новгороді станцію нового типу – сільськогосподарську метеорологічну станцію, що відіграла важливу роль у розгортанні агрометеорологічних досліджень не тільки в Росії, але й за кордоном.

Під час роботи в Київському університеті П.І. Броунов сформулював основні положення нової фахової дисципліни – сільськогосподарської метеорології. Він справедливо вважається одним з основоположників агрометеорології, що набула широкого розвитку в радянський час.

П.І. Броунов був автором підручників з загальної фізичної географії. Значну увагу він приділив питанням будови і загального вигляду земної кулі, з яких опублікував в “Университетских известиях” ряд статей. Лекції професора Броунова, за свідченням його вихованців, відзначались високим науковим рівнем.

Після від'їзду з Києва професора П.І. Броунова в 1895 р. викладання метеорології та керівництво метеорологічною обсерваторією було доручено Й.Й. Косоногову.

Професор Й.Й. Косоногов протягом 20 років завідував кафедрою фізичної географії, читав лекції з метеорології та фізичної географії. В 1914-1916рр. він читав фізичну географію на курсах підвищення кваліфікації вчителів-географів Києва. До 1902 р. Косоногов керував Придніпровською метеорологічною сіткою. Згодом він передав її політехнічному інституту, де з 1900р. К.М. Жук організовував сільськогосподарське науково-дослідне поле, що було зразком проведення агрометеорологічних спостережень.

Й.Й. Косоногов був ініціатором видання сільськогосподарського бюлетеня Київської метеорологічної обсерваторії, а також окремого видання відомостей про стан цукробурякових плантацій. У своїх наукових дослідженнях Й.Й. Косоногов приділяв значну увагу метеорологічним і агрометеорологічним питанням, висвітлюючи річний та сезонний хід тривалості сонячного сяйва, інтенсивність нічного випромінювання, а також залежність розвитку цукрових буряків та їх урожаю від температури і вологості повітря, опадів, хмарності та інших метеорологічних елементів.

У дореволюційний період Київський університет не готував географів, хоч фізична географія як предмет була введена в учбовий план і викладалась з перших років існування університету. Найбільшого розвитку в цей період в університеті набули метеорологія та кліматологія і фізична географія. Вчені Київського університету в особі М.П. Авенаріуса, О.В. Клосовського, К.М. Жука, П.І. Броунова, Й.Й. Косоногова та ін. внесли значний вклад в розвиток вітчизняної географії.

Професор Й.Й. Косоногов продовжував працювати в Київському університеті і після Жовтневої революції. В 1922р. він був обраний академіком Української Академії наук.

У радянський час (1919-1924рр.) підготовка метеорологів у Київському університеті проводилась завдяки зусиллям відомого метеоролога, вихованця і професора Дерптського (Тартуського) університету Б.І. Срезневського, обраного в 1919р. академіком АН УССР у галузі геофізики.

Б.І. Срезневський був людиною широкого наукового кругозору і відзначався організаторськими здібностями.

Розробляючи питання історії метеорології, професор О. Хргіан в 1948р. писав: “В усій історії російської метеорології мало знайдеться таких блискучих і оригінальних вчених, як Срезневський. За різноманітністю і глибиною ідей, за живістю невтомного розуму йому знайдеться небагато рівних і у сучасній світовій метеорології”.

На Метеорологічній обсерваторії, очолюваній ним з 1920 р., Б.І. Срезневський організував актинометричні, аерологічні, електрометеорологічні та оптичні спостереження.

В університеті Б.І. Срезневський викладав метеорологію та загальну геофізику. Власні його дослідження були спрямовані на вивчення посушливості та питання залежності вегетації рослин та урожаю від умов погоди. Багато уваги він приділяв вивченню випаровування і побудував кілька типів пластинчатих випаровувачів. Велику допомогу надавав Б.І. Срезневський молодій Гідрометслужбі України, консультуючі Бюро погоди, редагуючи інструкції та посібники.

Срезневський Б.І. – один з організаторів метеорологічної служби на Україні. У 1920 р. він організував евапорометричні спостереження, поновив куле-пілотні спостереження. У 1922 р. розпочав роботи з вимірювання сонячної радіації, пізніше – з атмосферної оптики, а у 1928 р. – з атмосферної електрики.

З 1921 р. Срезневський був науковим керівником бюро погоди. У 1926 р. організував при Укрнауці науково-дослідну кафедру геофізики та сільськогосподарської метеорології.

Під його керівництвом проводились роботи по сільськогосподарській метеорології: вивчалась залежність врожаю від погоди; вивчались засухи, вологовміст ґрунту та ознаки посушливості.

Основні праці – з питань синоптичної та сільськогосподарської метеорології, теорії випаровування, гідрографії.

Срезневський був піонером використання фронтологічного методу в оперативній роботі Укрмету, в той час як в ГГО (Петроград) ще йшла дискусія про можливість використання цього методу.

Розробив теорію ознак посушливості клімату, одну з перших схем кліматологічного районування України. Вивчав розподіл тиску над Європейською частиною Росії, шляхи циклонів; хуртовини.

Срезневський займався медичною метеорологією, яку розглядав як міст від фізики до медицини; його цікавив вплив погоди на людину.

Він займався й аерологією, брав участь в аерологічних польотах; цікавився атмосферною оптикою і стереофотограмметрією хмар.

Сконструював ряд метеорологічних приладів: психрометр-пращ, пластинчасті випарники, радіоінтегратори, випарна будка, полегшений випарник, сумарний зливомір, гіпсометрична лінійка, стереофотограмметри та ін.

За синоптичні огляди погоди Срезневський був нагороджений премією ім. Ломоносова, за роботу про бурі на Чорному та Азовському морях отримав ступінь доктора географічних наук.

В 1933 р. було створено геолого-географічний факультет Київського університету, почав працювати його географічний відділ.

Кліматичні та метеорологічні дослідження факультету очолив учень професора Й.Й. Косоногова (академік з 1922 р.) і академіка АН УРСР Б.І. Срезневського, вихованець Київського університету професор І.К. Половко. В цей період він опублікував монографію про клімат Києва (1937), вивчав сонячну радіацію, тепловий стан ґрунту, випаровування і вітровий режим України. І.К. Половко обробив, підготував до друку і зробив необхідні узагальнення матеріалів аерологічних спостережень метеорологічної обсерваторії за період 1918-1930 рр. Його праці базувалися на аналізі багаторічних спостережень Київської метеорологічної обсерваторії, в роботі якої він брав активну участь з 1912 р.

І.К. Половко завжди був уважним і вимогливим до студентів, багато часу приділяв поза лекційній роботі, науковим консультаціям. На його лекціях обговорювалися цікаві ідеї, нові наукові публікації. Основні наукові праці І.К. Половко присвячені проблемам кліматоутворення України і зокрема Києва, мікроклімату зрошуваних полів, електричним явищам в атмосфері тощо.

У цей час різко зросла матеріальна база для практичної підготовки метеорологів – крім Метеорологічної обсерваторії у Києві працював Гідрометеорологічний інститут, кілька спеціалізованих (відомчих) метеорологічних станцій і Управління Гідрометеорологічної служби Українсько РСР.

Спеціалізація студентів проводилась не тільки шляхом її практичних робіт на метеорологічних станціях і Обсерваторії, а й завдяки ряду спецкурсів, які читали співробітники Гідрометеорологічного інституту та управління гідрометслужби УРСР.

У 1949 році на географічному факультеті Київського університету було створено ще три кафедри – геоморфології, гідрології суші та метеорології та кліматології.

Кафедру метеорології та кліматології очолив професор **І.К. Половко**, відомий вчений з питань загальної метеорології і атмосферної електрики, кліматів Земної кулі і клімату України.

Продовжуючи кращі традиції київської школи метеорологів і кліматологів, кафедра розробляє проблеми агрокліматичного районування України, радіаційного і теплового балансу (професор В.П. Попов та І.К. Половка, доцент М.І. Щербань, кандидат географічних наук П.І. Колісник), клімату і мікроклімату Києва (М.І. Щербань), суховіїв на Україні (В.І. Ромушкевич), снігового покриву на Україні (М.М. Михайленко).

Члени кафедри метеорології та кліматології провели значну експериментальну і експедиційну роботу з метою вивчення процесу випаровування в різних зонах України, мікрокліматичних особливостей водойм, зрошуваних ділянок, полезахисних лісових смуг на півдні України, мікроклімату Києва і Канівського району.

Кафедрою опубліковано посібник для практичних занять з метеорології, нариси про клімат України та її окремих районів, методичні вказівки з питань виконання контрольних робіт з метеорології і кліматології для заочників.

З вересня 1953 р. до вересня 1974 р. кафедрою завідував **В.П. Попов**, випускник Московського університету – визначний фахівець з сільськогосподарської метеорології і кліматології, автор конструкцій спеціальних ґрунтових вимірників і розробок з агрокліматичного та фізико-географічного районування. Він читав курси з метеорології та кліматології.

В 1946 р. він захистив дисертацію на здобуття наукового ступеня доктора географічних наук на тему: “Баланс вологи в ґрунті і його географічні коефіцієнти”.

Досліджував проблеми фізико-географічного районування України, питання агрометеорології, агрокліматології. Опублікував особисто і в співавторстві понад 60 наукових праць, в т.ч. 10 монографій. Має 3 винаходи.

Основні наукові праці: монографії: “Почвенная влага и методы ее изучения” (1928), “Методика и материалы по изучению почвенной влаги” (1932), «Баланс влаги в почве и показатели сухости климата УССР» (1944), «Физико-географическое районирование Украинской ССР» (1968).

Кафедра приділяла у ці роки багато уваги питанню підготовки наукових кадрів у галузі метеорології та кліматології. За період 1951-1955 рр. під керівництвом професорів І.К. Половка та В.П. Попова було виконано та захищено 6 кандидатських дисертацій.

З 1974 по 1991 рр. кафедрою керував учень І.К. Половка професор **М.І. Щербань**. Він відомий як автор численних праць з питань теорії клімату і мікроклімату природних і перетворених ландшафтів, закономірностей зміни кліматів Землі, формування навколишнього середовища і підготовки географів.

У 1974 р. він захистив докторську дисертацію на тему “Мікроклімат природних та перетворених ландшафтів рівнинної частини Української РСР (теорія та експеримент)”.

З 1968 до 1980 рр. Михайло Ілліч був деканом географічного факультету.

Науковий доробок вченого складають понад 250 праць, серед яких 9 монографій та навчальних посібників.

Велика роль належить йому в організації діяльності Українського географічного товариства, віце-президентом якого він був тривалий час, обраний почесним членом цього товариства. Був також членом Вченої Ради географічного товариства СРСР, йому присвоєно звання “Почесний член Географічного товариства СРСР”.

Щербань М.І. займався поширенням географічних знань – він видав ряд науково-популярних книг, виступав із публічними лекціями.

У складі колективу авторів професор Щербань М.І. одержав Державну премію України в галузі науки і техніки за 1993 р. – за цикл монографій з географічних основ регіонального природокористування в Україні.

Поряд з проф.М.І.Щербанем на кафедрі працювали доценти Колісник П.І., Проценко Г.Д., Кобзистий П.І., Ромушкевич В.І., які внесли значний вклад у розвиток кафедри.

З 1991р.по 2002 р.кафедрою керував доктор фізико-математичних наук проф. **В.М.Волощук** – випускник Львівського державного університету ім. І.Франка (1962 р.) за фахом теоретична фізика. Працював заступником директора з науки Інституту експериментальної метеорології (м. Обнінськ, Росія), директором Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту.

Основні наукові інтереси В.М.Волощука - параметризація турбулентної дифузії та фізико-хімічних перетворень антропогенних газо-аерозольних домішок у граничному шарі атмосфери, перенесення вітром атмосферних аерозолів, побудова напівемпіричної теорії вікової трансформації глобального та регіональних кліматичних полів, загальних питань екології, аналіз впливу антропогенних забруднень на загальний вміст озону в атмосфері та його варіації, реакція кліматичних умов України на глобальне потепління, яке може бути викликане антропогенним підсиленням глобального атмосферного парникового ефекту.

В.М.Волощук є автором та співавтором близько 150 наукових праць, з яких 5 монографій, зокрема, “Введение в гидродинамику грубодисперсных аэрозолей”, “Кинетическая теория коагуляции”, “Клімат Києва”.

Цей період розвитку кафедри співпав із становленням України як незалежної держави, яке супроводжувалось значним погіршенням фінансування наукових та навчальних закладів. Про розвиток навчально-методичної бази не могло бути й мови, більше того, відбувалася руйнація вже створеної. Так, зокрема, було втрачено створену ще в 1945 р. метеорологічну станцію в Канівському природному заповіднику, яка була структурним підрозділом кафедри, базою для проведення навчальних практик студентів-географів та полігоном для наукових досліджень.

Ціла низка об’єктивних та суб’єктивних чинників призвела до стагнації розвитку метеорологічної школи Київського університету; протягом 12 років на кафедрі було підготовлено лише одного кандидата

наук; незважаючи на наявний на кафедрі в той час кадровий і науковий потенціал не було захищено жодної докторської дисертації.

Саме тому ректор університету в травні 2002 р. призначив завідувачем кафедри випускника кафедри гідрології та гідрохімії, доктора географічних наук, професора **С.І.Сніжка**. Вже на той час він був досить відомим науковцем в галузі хімії гідросфери та атмосфери, гідрометеорологічних аспектів змін клімату, опублікував 180 наукових і навчально-методичних робіт, у тому числі 20 книг.

С.І. Сніжко - учасник численних наукових досліджень в Україні та за кордоном. Співвиконавець міжнародних наукових проектів за програмами ТАСІС, НАТО, Світового банку, Німецького федерального агентства з охорони навколишнього середовища. Працював за кордоном: Німеччина: Вестфальський університет - 1994-1995 р., 1999 р., Федеральний інститут гідрології, Гесенське міністерство охорони довкілля - 1999 р., Потсдамський університет – 2006 р.; Велика Британія: Кембриджський університет– 2008 р.

Навчався та стажувався в навчальних центрах Всесвітньої метеорологічної організації в Туреччині (Аланья, 2006 р.), в Китаї (Нанкін, 2006 р.), в Потсдамському інституті клімату (м. Потсдам, Німеччина, 2006 р.).

Відзначений міжнародними науковими нагородами: три гранти DAAD та один спільний грант Інституту Відкритого суспільства і Кембриджського університету.

Нагороджений знаками „Учасник ліквідації аварії на Чорнобильській АЕС” та „Почесний працівник Гідрометслужби України”.

Протягом 2002–2009 рр. відбувалося подальше зміцнення кафедри метеорології та кліматології, підвищення її навчально-методичного та наукового рівня. Кількість викладачів кафедри збільшилася на 4 одиниці, створена наукова група (2 штатні одиниці) та навчальна синоптична лабораторія (2 штатні одиниці). Синоптична лабораторія працює при підтримці Українського Гідрометцентру, вона оснащена найсучаснішими професійними програмними засобами та має доступ до актуальних баз метеорологічних даних, як вітчизняних, так і зарубіжних, що надає можливість викладачам кафедри на високому рівні вести практичну підготовку студентів у галузі синоптичної та динамічної метеорології, тощо.

Розпочала формування наукова школа, лише в 2008-2009 рр. на кафедрі було захищено 3 кандидатські дисертації (науковий керівник - проф. Сніжко С.І.). Наукові здобутки кафедри відзначені премією НАН України (2006 р.), та премією імені Тараса Шевченка за кращу наукову роботу (2009 р.).

Розпочалася активна співпраця з вченими-метеорологами Росії, Німеччини, Швейцарії, Великої Британії, Польщі. В 2008 р. вперше в історії кафедри було проведено разом з НАН України Міжнародну школу з атмосферних наук, в якій брали участь найвідоміші вчені-метеорологи з багатьох країн світу.

Сьогодні кафедра здійснює підготовку фахівців-метеорологів трьох освітньо-кваліфікаційних рівнів (бакалавр, спеціаліст, магістр) для Гідрометеорологічної служби, Міністерства охорони навколишнього природного середовища, Міністерства з надзвичайних ситуацій, Державної служби України з нагляду за забезпеченням безпеки авіації, Національного антарктичного центру, Національного космічного агентства, наукових установ, навчальних закладів.

Випускники кафедри отримують спеціальність «Метеорологія, кліматологія, агрометеорологія», кваліфікацію менеджера та викладача. Крім того, здійснюється поглиблена спеціалізована підготовка магістрів з синоптичної та екологічної метеорології і кліматології.

Навчальний процес проводиться згідно затверджених планів бакалаврської та магістерської підготовки, складених у відповідності до вимог Міністерства освіти та науки України і Департаменту з освіти та підготовки кадрів Секретаріату Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) з метою уніфікації та підвищення рівня теоретичної і практичної підготовки спеціалістів метеорологів.

Фахова підготовка студентів включає також різні види практик: після першого курсу – навчальна комплексна географічна 5 тижнів у Канівському заповіднику та 2 тижні топографічна у Києві; після другого курсу – навчальна геофізична (5 тижнів) на базі Карадазької науково-дослідної геофізичної обсерваторії (південний берег Криму); на третьому курсі – зимова навчально-виробнича метеорологічна (2 тижні) на стаціонарі географічного факультету Ясіня (у Карпатах, біля витоків р. Чорна Тиса) та після третього курсу виробнича (8 тижнів) у різних підрозділах Гідрометеорологічної служби України та на авіаційних метеорологічних станціях. Магістри протягом 2-3 семестрів проходять науково-дослідницький практикум з синоптичної метеорології та асистентську практику (6 тижнів) на першому курсі магістратури.

За час свого існування кафедра підготувала близько 600 випускників-метеорологів. Вони працюють у різних підрозділах Гідрометеорологічної служби України і зарубіжних країн, особливо Росії, у науково-дослідних інститутах різних відомств України. Їх діяльність пов'язана із збором та обробкою оперативної метеорологічної інформації, моніторингом якості атмосферного повітря, визначенням факторів стійкості атмосфери та параметрів, які зумовлюють утворення туманів, хмар, опадів, гроз та інших атмосферних явищ, дослідженням характеристик циркуляції атмосфери, аналізом синоптичних карт та встановленням діагнозу метеорологічного стану атмосфери, складанням прогнозів погоди для обслуговування різних галузей народного господарства, виконанням різноманітних метеорологічних та кліматичних обчислень, характеристикою клімату різних територій, виконанням метеоролого-кліматичним обґрунтуванням екологічних експертиз, оцінкою наслідків антропогенного впливу на природне середовище, аналізом історичних та сучасних природних процесів та явищ у кліматичній системі планети, оцінкою природоохоронної ситуації

в країні та в окремих регіонах, аналізом глобальних, регіональних і місцевих соціально-економічних та природоохоронних проблем, розробкою відповідних аспектів державної соціально-економічної та екологічної політики.

Нині на кафедрі працює 7 штатних викладачів та 8 викладачів-сумісників, з них 4 професори, доктори географічних та фізико-математичних наук (Сніжко С.І., Прусов В.А., Польовий А.М., Мартазінова В.Ф.), 5 доцентів (Затула В.І., Паламарчук Л.В., Талерко М.М., Тімофєєв В.Є., Щербань І.М.) та 6 асистентів – кандидатів наук (Балабух В.О., Дворецька І.В., Круківська А.В., Кульбіда М.І., Скриник О.Я., Шевченко О.Г.).

З метою підвищення рівня підготовки майбутніх фахівців до викладання на кафедрі залучаються провідні вчені Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту, Одеського державного екологічного університету, Гідрометцентру України, Інституту проблем безпеки АЕС НАН України..

Якісна підготовка фахівців-метеорологів здійснюється шляхом поєднання ґрунтовної теоретичної підготовки з практичним навчанням в синоптичній лабораторії кафедри, в якій, завдяки використанню професійних комп'ютерних програм «АРМ-синоптика» та інформаційної бази Українського Гідрометцентру відпрацьовуються практичні навички майбутньої спеціальності.

Наукові дослідження, що ведуться на кафедрі, присвячені проблемам забруднення атмосфери, хмаро- та опадоутворення, атмосферної циркуляції, математичного моделювання пограничного шару атмосфери й окремих метеорологічних процесів, розробці методів прогнозування погоди, а також окремим питанням загальної і прикладної кліматології.

Лише за останні 5 років кафедрою опубліковано 250 публікацій у вітчизняних та 50 у зарубіжних журналах, близько 25 підручників та монографій. Найважливішими з них є монографії „Клімат України”, „Стихійні метеорологічні явища на території України”, підручники „Основи метеорології”, „Метеорологія”, „Динамічна метеорологія”, „Математичне моделювання атмосферних процесів” і багато інших.

Кафедра тісно співпрацює з Державною гідрометеорологічною службою, Міністерством екології та природних ресурсів, Міністерством з надзвичайних ситуацій, Міністерством оборони України, Державною службою України з нагляду за забезпеченням безпеки авіації, Національним антарктичним центром, Національним космічним агентством, Російським гідрометеорологічним університетом (Росія, м. Санкт-Петербург), Центральною аерологічною обсерваторією (Росія, м. Москва), Люблінським університетом ім. Складовської-Кюрі (Польща), Вестфальським і Потсдамським університетом (Німеччина), Кембриджським університетом (Велика Британія). Інститутом Поля Шерера (Вілліген, Швейцарія), Інститутом атмосфери та клімату (ІАСЕТН) при Швейцарському федеральному технологічному інституті (ETHZ, Цюрих, Швейцарія).

Література

1. *Владимирский–Буданов М.Д.* История императорского Университета св.Владимира / М.Д. Владимирский-Буданов. – Т.1. – К.: Тип.ун-та. – 1884. 2. Історія Київського університету. –К.: Вид-во Київ.ун-ту. – 1959. 3. Кафедри метеорології та кліматології Київського національного університету імені Тараса Шевченка 55 років. – К.: Ніка-Центр, 2004. – 26 с.

Сніжко С.І. **Формування і розвиток школи метеорології і кліматології в Київському університеті (1846–2009 рр.).** У 2009 році кафедра метеорології та кліматології відзначила 60-річчя своєї науково-просвітницької діяльності у складі географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, проте формування цього наукового напрямку має надзвичайно глибокі історичні корені. Викладання метеорології в університеті, яке розпочалося практично одразу після його заснування (1846 р.), має давні традиції і славні імена, які увійшли не тільки в історію університету, а й у історію російської й української науки.

Снижко С.И. **Формирование и развитие школы метеорологии и климатологии в Киевском университете (1846–2009 гг.).** В 2009 году кафедра метеорологии и климатологии отметила 60-летие своей научно-просветительской деятельности в составе географического факультета Киевского национального университета имени Тараса Шевченко, однако формирование это научного направления имеет чрезвычайно глубокие исторические корни. Преподавание метеорологии в университете, которое началось практически сразу же после его создания (1846 г.) имеет давние традиции и выдающиеся имена, которые вошли не только в историю университета, а и в историю российской и украинской науки.

Snizhko S.I. **Formation and development of Meteorology and Climatology School of the Kiev Shevchenko national university (1846–2009).** In 2009 the department of meteorology and climatology marked 60-years of the scientifically and educational activity at the geographical faculty of the Kiev Shevchenko national university, however forming it scientific direction has extraordinarily deep historical roots. Teaching to meteorology at the university, which began practically at once after his establishment (1846) has old traditions and prominent names which entered not only in history of university, and in history of Russian and Ukrainian science.

УДК 551.580

В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова

*Український науково-дослідницький
гідрометеорологічний інститут*

СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ УКРАИНЫ

Ключевые слова: циркуляция атмосферы, классификация синоптических процессов, класс синоптических процессов, эталон синоптических процессов.

Состояние проблемы. Погодные условия Украины, которые определяют климат, формируются разнообразными синоптическими процессами. Синоптические процессы непрерывно изменяются ото дня ко дню, от месяца к месяцу, от года к году. Многообразие синоптических ситуаций во все сезоны года не позволяет сделать общее заключение о

характере синоптических процессов как в каждом году отдельно, так и в целом за определенный период лет. Поэтому, целью данного исследования является с помощью объективной классификации из всего многообразия синоптических процессов выявить наиболее вероятную циркуляцию атмосферы, которая формирует современные климатические условия Украины в последнее десятилетие.

Классификация синоптических процессов относится к самостоятельной задаче, решением этой задачи занимались [1-3] и продолжают заниматься ученые многих стран [6-10], в нашем исследовании использовалась классификация синоптических процессов по методу эталонов, предложенному в работе [9]. Метод эталонов позволяет выделить наиболее вероятный синоптический процесс и получить в результате характер циркуляции атмосферы, которая формирует основные погодные условия в каждом сезоне.

Материалы и метод исследования. Исходной информацией для исследования являются ежедневные поля приземного давления воздуха Атлантико-Европейского сектора, расположенного между 40-70° с.ш. и 30° з.д. – 70° в.д. из базы данных отдела климатических исследований и долгосрочного прогноза погоды УкрНИГМИ с 1986 г. Архивы барических полей представлены в узлах регулярной сетки шагом по широте и долготе 5°. Также использовались ежедневные поля максимальной и минимальной температуры воздуха и осадков в узлах регулярной сетки шагом по широте и долготе 2,5°.

Распознавание наиболее вероятного класса синоптической ситуации и определение его информативного поля циркуляции атмосферы проводилось с помощью метода “эталонный”, разработанному в [7, 8], который нашел широкое применение и является универсальным методом объективной типизации синоптических процессов.

При классификации синоптических процессов использовались известные критерии аналогичности ρ и η (М.А.Багров,1969), которые преобразованы в [4, 5, 9] для нахождения эталонов.

Классификация сезонных синоптических процессов последнего десятилетия и погодные условия в Украине. Рассчитаны классы синоптических процессов отдельных месяцев за последнее десятилетие. Неустойчивость, а порою и резкие изменения погодных условий на протяжении одного месяца, связаны с различными синоптическими ситуациями. Анализ исследований полученной классификации процессов в каждом месяце показал, что происходит изменение количества классов от месяца к месяцу и от года к году. Каждый класс характеризуется количеством синоптических процессов, которое определяет его вероятность среди других классов, и наиболее информативным синоптическим процессом класса.

Эталон позволяет определить основные черты синоптического процесса и погодные условия определенного класса, которые формируют погоду над Украиной.

На рис. 1 приводится количество классов синоптических процессов и их вероятности, которые отмечаются в последнее десятилетие в каждом месяце года. Появление со временем среди процессов текущего десятилетия новых будет свидетельствовать об изменении климата, как Европы, так и Украины. Поэтому знание синоптических процессов и их вероятности в настоящем десятилетии позволяет контролировать изменение климата на выбранной территории.

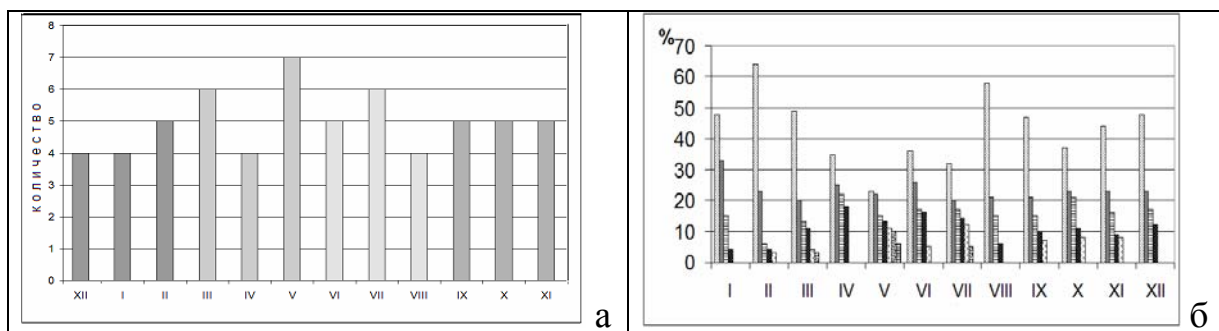


Рис. 1 – Количество классов синоптических процессов (а) и их вероятности (б), описывающих синоптические процессы месяца в последнее десятилетие

Как показано на рис.1а, в годовом ходе можно отметить увеличение классов, а значит разнообразия синоптических процессов к середине теплого периода. Так, например, наибольшее количество классов синоптических процессов с их погодными условиями в мае приводит к большим колебаниям температуры воздуха месяца: под влиянием семи типов синоптических процессов на протяжении месяца может отмечаться колебание температуры воздуха в Украине от 25⁰С до заморозков.

Наименьшее количество синоптических ситуаций отмечается в январе, феврале, апреле, августе и составляет 4 класса, что указывает на относительно устойчивый погодный режим этих месяцев. Относительно устойчивые режимы настраиваются в начале или конце сезона - декабрь, январь, апрель, август (рис.1 а). Превышение более 4 классов указывает на рост неустойчивости погодных условий месяца.

Таким образом, анализ рис.1а показывает, что большее количество классов внутри месяца, свидетельствует о том, что синоптические процессы и погодные условия в нем менее устойчивы. Как правило, ранжирование классов по убыванию их вероятности (рис.1б) в каждом месяце за десятилетие позволяет выделить класс синоптических процессов с наибольшей вероятностью, который формирует основные климатические черты месяца.

Если вероятность класса месяца превышает 50%, это означает, что погодные условия этого класса на протяжении почти половины месяца устойчивы.

В том случае, когда наиболее вероятный процесс месяца имеет вероятность 30%, то количество классов превышает 4 и, как было сказано выше, многообразие синоптических процессов увеличивается и погодные

условия в большинстве своем резко неустойчивы. К таким месяцам относятся весенние месяцы.

Таким образом, классификация синоптических процессов позволила выявить, что в зимний сезон последнего десятилетия преимущественно отмечается синоптический процесс (рис.2), при котором формируются устойчивые погодные условия с температурой воздуха выше нормы и практически без осадков.

В весенний сезон наиболее вероятные синоптические процессы приводят к неустойчивым погодным условиям на территории Украины. В целом, весенний период характеризуется частой сменой погодных условий на протяжении сезона, которые сопровождаются сильным ветром, грозой и градом.

В летний сезон, кроме июня, наиболее вероятные синоптические процессы над территорией Украины формируют барическое поле высокого давления, которое приводит к достаточно устойчивым погодным условиям, местами с осадками, в июне отмечаются неустойчивые погодные условия с сильными осадками, грозами и ветром.

В осенний сезон при наиболее вероятных синоптических процессах в Украине отмечается повышенный температурный режим, преимущественно без осадков, в ноябре неустойчивый температурный режим, однако, синоптические процессы наиболее вероятного класса осеннего сезона менее устойчивы по сравнению с зимним сезоном.

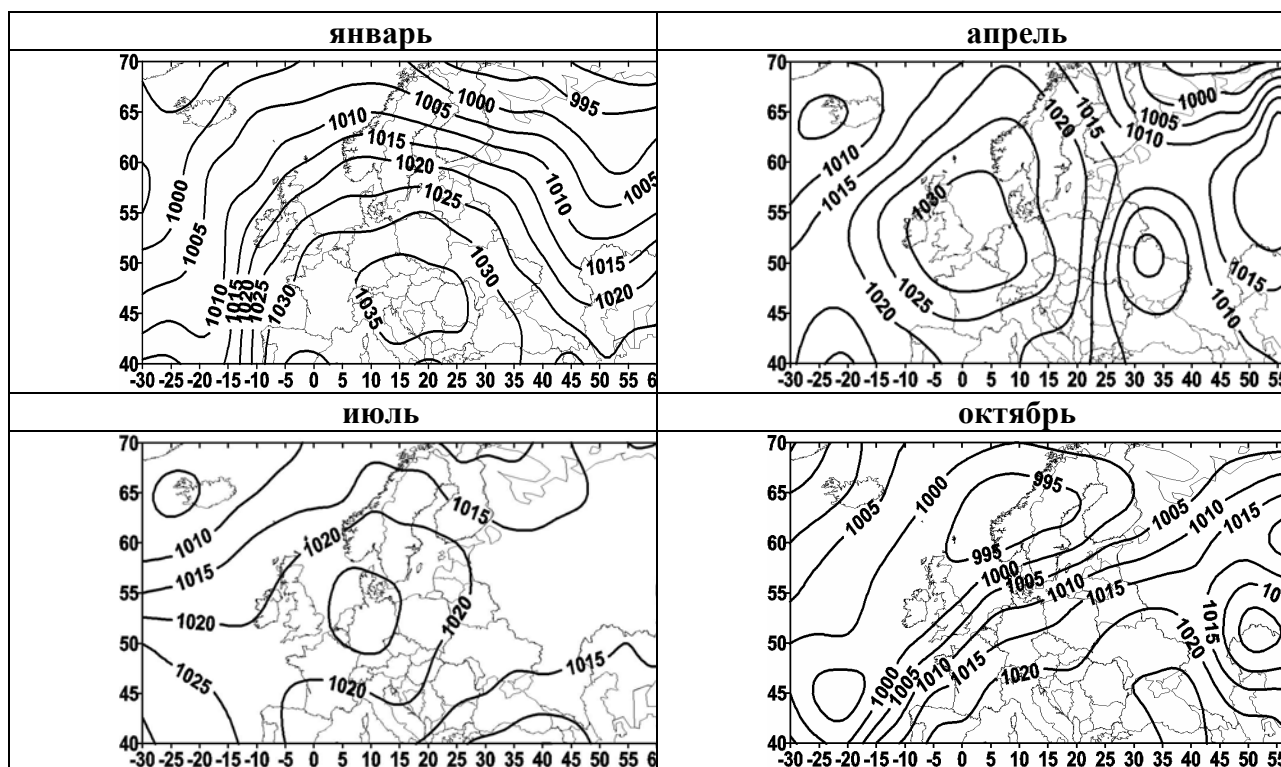


Рис. 2 – Эталоны синоптических процессов на уровне 1000 гПа наиболее вероятного класса средних месяцев сезонов в последнее десятилетие

В целом можно отметить, что полученные наиболее вероятные синоптические процессы для каждого месяца года последнего десятилетия

позволяют выявить и понять основные черты современной региональной циркуляции атмосферы и связанные с ней погодные условия в Украине.

Литература

1. *Багров Н.А.* О некоторых вопросах подыскания аналога для данного образа / Н.А. Багров // Труды ГМЦ СССР. - 1973. - Вып.106. - С.78-104. 2. *Вангенгейм Г.Я.* Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики / Г.Я. Вангенгейм // Тр. АНИИ. -1952. -т.34. 314 с. 3. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы / А.А. Гирс. - Л.: Гидрометеиздат. -1971. -280 с. 4. *Мартазинова В.Ф.* Изменение крупномасштабной атмосферной циркуляции на протяжении XX века и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию воздуха в Украине / В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова, Д.Ю. Чайка // Геофізичний журнал. - 2006. - №1, Т.28. - С. 51-60. 5. *Мартазинова В.Ф.* Изменение циркуляции атмосферы в Северном полушарии в течение периода глобального потепления в XX веке/ В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова, Д.Ю. Чайка // УГЖ. - 2007. -№3, Т.28. - С.10-20. 6. *Huth R.* Disaggregating climatic trends by classification of circulation patterns // Int. J. Climatol. -2001. -№21.- P.135–153. 7. *Martazinova V. F., Ivanova E.K., Sologub T.A.* The new approaches in long-range forecasting of precipitation // Proc. Int. Symp. Atmospheric Physics and Dynamics in the Analysis and prog-nosis of Precipitation Fields, Roma, 1994. 8. *Martazinova V. F.* Extended range forecasting in Ukraine. - II European Conference on Applications of Meteorology. - Paris. 1995. - P. 216-219. 9. *Martazinova V.* The Classification of Synoptic Patterns by Method of Analogs. //J. Environ. Sci. Eng. -2005. -7. -P.61-65. 10. *Ustrul Z.* Spatial differentiation of air temperature in Poland using circulation types and GIS // Int. J. Climatol. -2006. -№26. - P.1529-1546.

Мартазинова В.Ф., Иванова О.К. Синоптичні процеси, які визначають сучасний клімат України. У статті представлені результати досліджень класифікації синоптичних процесів в кожному місяці на основі методу еталонів. Отримані найбільш імовірні синоптичні процеси для кожного місяця року останнього десятиліття дозволяють виявити і зрозуміти основні риси сучасної регіональної циркуляції атмосфери і пов'язані з нею погодні умови в Україні.

Мартазинова В.Ф., Иванова О.К. Синоптические процессы, определяющие современный климат Украины. В статье представлены результаты исследований классификации синоптических процессов в каждом месяце на основе метода эталонов. Полученные наиболее вероятные синоптические процессы для каждого месяца года последнего десятилетия позволяют выявить и понять основные черты современной региональной циркуляции атмосферы и связанные с ней погодные условия в Украине.

Martazinova V.F., Ivanova E.K. Synoptic processes, determining the modern climate of Ukraine. In the article the results of researches of classification of weather processes in every month are presented on the basis of method of etalons. The received the most probable weather processes for every month of year of the last decade allow revealing and understanding the basic features of modern regional atmospheric circulation and weather conditions related to it in Ukraine.

СТАТИСТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ШВИДКОСТІ ВІТРУ НАД СХОДОМ УКРАЇНИ У СІЧНІ НА ФОНІ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН

Ключові слова: середньодобова швидкість вітру, середньоквадратичне відхилення, асиметрія, ексцес.

Постановка проблеми та її зв'язок з науковими програмами. Особливості поля вітру біля поверхні землі формуються взаємодією загальноциркуляційних механізмів з місцевими фізико-географічними та кліматичними характеристиками району дослідження. Вони мають найважливіше значення для всіх видів антропогенної діяльності, тому їх слід враховувати при будівництві та експлуатації вітроенергетичних установок, телевеж, висотних будівель, а також при плануванні нових населених пунктів.

Початок нового століття знаменується зацікавленістю наукової спільноти кліматичними проблемами та усвідомленістю того факту, що земна кліматична система, будучи енергетично відкритою, може змінювати стан своєї термодинамічної рівноваги під впливом кліматоутворюючих факторів, чинників антропогенного походження та ін. Схід України - це розвинута промислова та густонаселена територія. Процеси урбанізації найбільших розмірів досягли в Донецькій, Дніпропетровській, Харківській та Луганській областях: із п'яти міст України з населенням більш одного мільйона - три знаходяться в цих областях (Донецьк, Дніпропетровськ і Харків) [5]. При розрахунках та прогнозуванні характеристик забруднення атмосфери в великих містах потрібно знати характеристики вітру [8, 10]. В Одеському державному екологічному університеті співробітниками кафедри теоретичної метеорології та метпрогнозів виконується наукова робота за темою «Парникові гази - кліматичні зміни; вплив на формування аномальних гідрометеорологічних явищ в Україні; моделювання та прогнозування», незначною частиною якої є наведені практичні результати досліджень режиму вітру у східних областях України.

Матеріали та методи дослідження. Вітер – універсальна фізична величина характеристики стану атмосфери; від швидкості та напрямку вітру залежить, у свою чергу, перенесення домішок в атмосфері, тому природно, що режиму або полю вітру приділена значна увага [1, 4, 6, 8].

У представленому дослідженні розглядаються добові дані 8-ми строкових спостережень на 30 метеорологічних станціях Луганської, Донецької, Харківської та Дніпропетровської областей за період 1997-2007 рр. в холодну пору року (січень). Всього проаналізовано 76880 спостережень. Однією з вимог, яким повинна відповідати статистична сукупність, є однорідність її членів. Тому, приступаючи до розрахунків

статистичних характеристик швидкості вітру, перш за все була проведена ретельна перевірка на однорідність членів ряду за допомогою критерію Стьюдента [11].

Результати дослідження та їх аналіз. Розглянемо статистичні характеристики швидкості вітру на досліджуваній території (рис. 1). Як відомо, за останні роки значно зменшилась швидкість вітру біля поверхні землі над більшою частиною Східної Європи [4, 10], в тому числі, і над Україною [1-3].

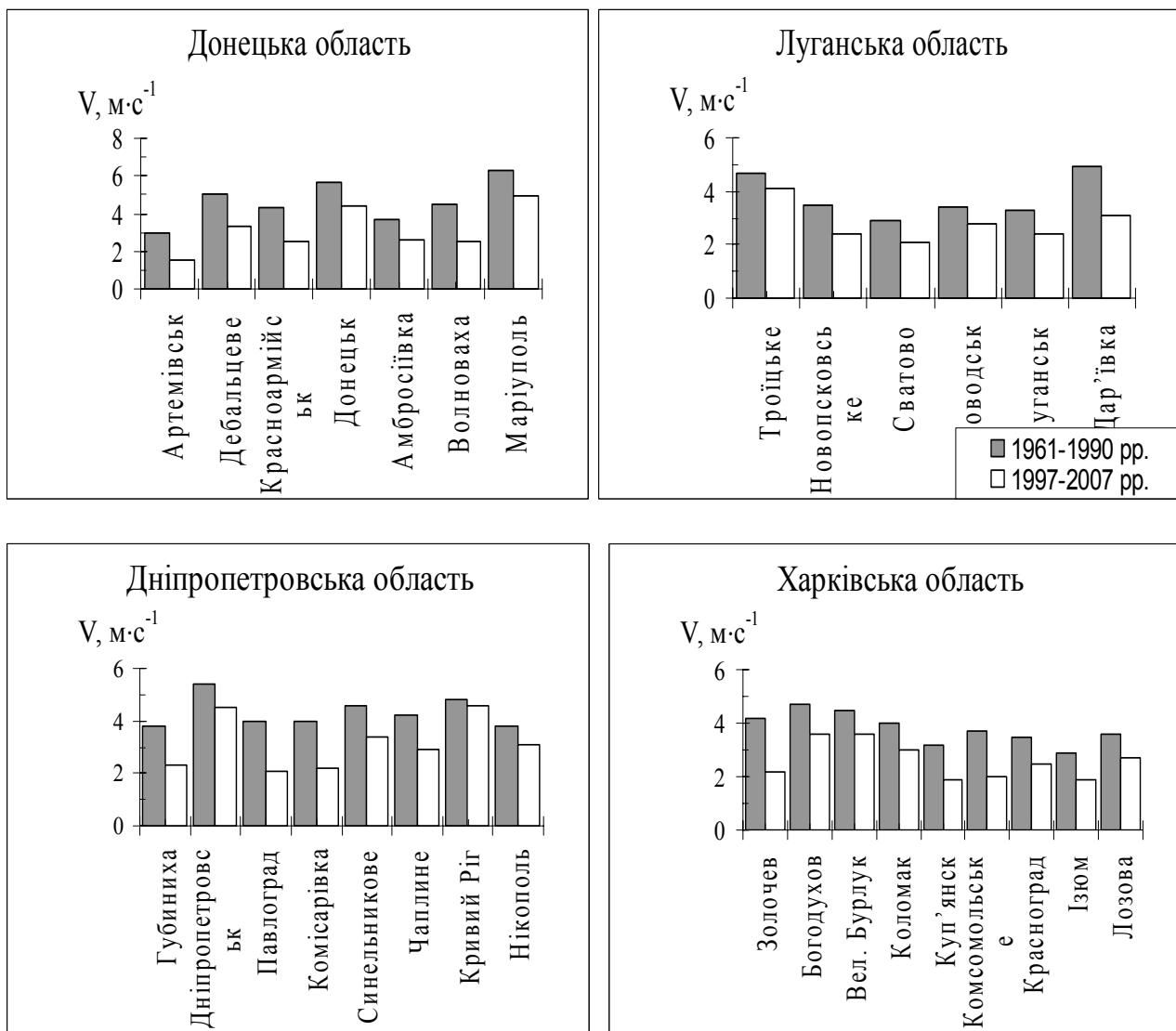


Рис.1 - Діаграми порівняння середньодобової швидкості вітру над сходом України за періоди 1961-1990 та 1997-2007 рр.

Порівнюючи одержані дані з аналогічними характеристиками вітру за період 1961-1990 рр. [5], можна зробити висновок про загальну тенденцію зменшення середньорічної швидкості вітру і над територією східної України. Причинами зменшення швидкості вітру за останнє десятиріччя є збільшення захищеності вітровимірюючих приладів на метеостанціях, зміна циркуляційних умов та пов'язаних з цим температур повітря.

При відсутності показників розподілу слід проводити аналіз метеорологічних величин, порівнювати їх між собою в різні сезони та в різних районах, і на підставі цього застосовувати опосередковані методи розрахунку показників дуже важко. Тому необхідно отримати значення головних статистичних показників розподілення метеорологічних величин: середніх (\bar{V}), середніх квадратичних відхилень (σ), коефіцієнтів асиметрії (А) та ексцесу (К).

Значення середніх квадратичних відхилень (σ) швидкості вітру біля поверхні землі мають статистичні похибки $0,1 \dots 0,3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Як видно з табл. 1, швидкість вітру у січні на більшості станцій досить мінлива; середні квадратичні відхилення швидкості вітру знаходяться у межах $0,84 \dots 2,16 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. На деяких станціях (Дар'ївка, Чаплине та ін.) величини σ близькі до значень середніх швидкостей вітру, що вказує на значну асиметрію розподілу швидкостей вітру.

В цілому, такий ансамбль середніх квадратичних відхилень свідчить про формування вітрового режиму над досліджуваної територією практично однаковими макроциркуляційними процесами, за винятком Дніпропетровської області [9]. Над трьома областями (Харківська, Луганська та Донецька) у січні основними атмосферними процесами є антициклони. Особливо південно-східні [5]. Тому мінливість швидкостей вітру тут менш ніж на території Дніпропетровської області.

Розподіл вітру в 86,7 % випадків різко асиметричний ($A > 0,5$), тому що швидкість вітру часто має межу $0 \dots 1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Значення коефіцієнтів асиметрії додатні і в 17 % перевищують одиницю. Аналіз коефіцієнтів асиметрії та ексцесу по областях дає наступну картину (рис. 2).

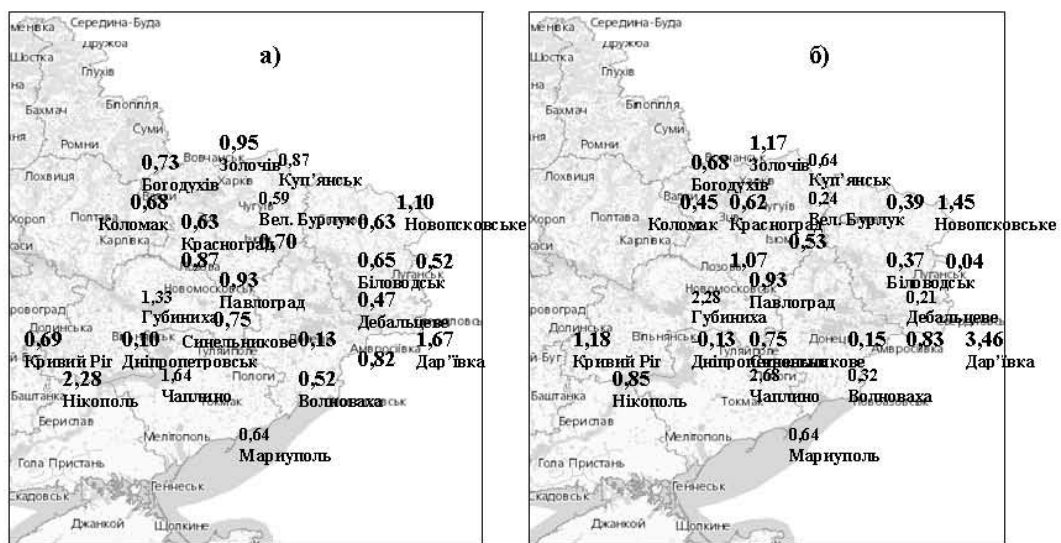


Рис. 2 - Розподіл коефіцієнтів асиметрії (а) та ексцесу (б) над сходом України за період 1997-2007 рр.

Таблиця - Характеристики середньодобової швидкості вітру, розсіювання, асиметрії та ексцесу над сходом України у січні 1997-2007 рр.

Область	Пункти спостережень	\bar{V}_{1990}^{1961} , м·с ⁻¹	\bar{V}_{2007}^{1997} , м·с ⁻¹	ΔV , м·с ⁻¹	σ , м·с ⁻¹	A	K
Донецька	Артемівськ	3,0	1,5	-1,6	1,03	0,73	0,46
	Дебальцеве	5,0	3,3	-1,7	1,68	0,47	0,21
	Красноармійськ	4,3	2,5	-1,8	1,24	0,80	0,73
	Донецьк	5,7	4,4	-1,3	1,98	0,13	0,15
	Амбросіївка	3,7	2,6	-1,1	1,24	0,82	0,83
	Волноваха	4,5	2,5	-2,0	1,14	0,52	0,32
	Маріуполь	6,3	4,9	-1,4	2,16	0,64	0,37
Луганська	Троїцьке	4,7	4,1	-0,6	1,98	0,47	-0,09
	Новопсковське	3,5	2,4	-1,1	1,61	1,10	1,45
	Сватово	2,9	2,1	-0,8	1,15	0,63	0,39
	Біловодськ	3,4	2,8	-0,6	1,49	0,65	0,37
	Луганськ	3,3	2,4	-0,9	1,29	0,52	0,04
	Дар'ївка	4,9	3,1	-1,8	2,07	1,67	3,46
Дніпропетровська	Губиниха	3,8	2,3	-1,5	1,94	1,33	2,28
	Дніпропетровськ	5,4	4,5	-0,9	2,11	0,10	-0,13
	Павлоград	4,0	2,1	-1,9	1,48	0,93	1,50
	Комісарівка	4,0	2,2	-1,9	1,60	0,78	0,41
	Синельникове	4,6	3,4	-1,2	2,04	0,75	0,51
	Чаплино	4,2	2,9	-1,3	2,35	1,64	2,68
	Кривий Ріг	4,8	4,6	-0,2	1,91	0,69	1,18
	Нікополь	3,8	3,1	-0,7	1,68	2,28	0,85
Харківська	Золочів	4,2	2,2	-2,0	1,12	0,95	1,17
	Богодухів	4,7	3,6	-1,1	1,61	0,73	0,68
	Великий Бурлук	4,5	3,6	-0,9	1,80	0,59	0,24
	Коломак	4,0	3,0	-1,0	1,34	0,68	0,45
	Куп'янськ	3,2	1,9	-1,3	1,31	0,87	0,68
	Комсомольське	3,7	2,0	-1,7	0,84	0,55	0,29
	Красноград	3,5	2,5	-1,0	1,13	0,63	0,62
	Ізюм	2,9	1,9	-1,0	1,19	0,70	0,53
	Лозова	3,6	2,7	-0,9	1,48	0,87	1,07

По Донецькій області асиметрія, в основному, надто правобічна, за винятком ст. Донецьк. Коефіцієнт ексцесу у 53,3 % випадків помірний ($0,5 \leq |K| \leq 1,0$) або значний ($|K| > 1,0$).

В Луганській області значну увагу викликає вітер на ст. Дар'ївка, яка знаходиться на найвищій точці Донецького кряжу (висота 200 м). Напевно, фізико-географічне положення цієї території обумовлює значні швидкості вітру ($4,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) у січні. Коефіцієнти A і K тут також значні (3,46 і 1,67, відносно), що свідчить про значну правобічність та гостровершинність кривої розподілу середньодобової швидкості вітру.

Розподіл швидкості вітру по метеостанціях Дніпропетровської області має також правобічну асиметрію, за винятком ст. Дніпропетровськ.

Коефіцієнт ексцесу на шести метеостанціях із восьми більш ніж 0,5, що вказує на помірну та сильну гостровершинність кривої розподілу швидкості вітру.

Висновки. Отримані результати розрахунків статистичних характеристик швидкості вітру показують на те, що над всією територією Східної України відмічається зменшення швидкості вітру. Небезпечні з точки зору накопичення домішок штилі та слабкі вітри ($< 3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) мають найбільшу повторюваність на ст. Артемівськ (Донецької області), Сватово (Луганської області) та Ізюм (Харківської області).

Статистичні характеристики поля швидкості для міст–мільйонників близькі. Розподіл рядів середньої швидкості вітру в холодний період року має правобічну скошеність та помірну і сильну гостровершинність.

Таким чином, застосування нормального закону для вирівнювання розподілу швидкості вітру на більшості станцій Східної України недоцільно. Очевидно, отримані характеристики є типовими для метеостанцій, які розміщені в рівнинних та піднесено-рівнинних континентальних районах.

Література

1. *Ивус Г.П.* Статистические характеристики скорости ветра в районе Одессы / Г.П. Ивус, Э.В.Агайар, Н.М. Мищенко // Культура народов Причерноморья. – 2006. - № 67. – С. 21-24.
2. *Ивус Г.П.* Термические и циркуляционные условия в прибрежной зоне северо-западного Причерноморья на рубеже XXI века / Г.П.Ивус, Э.В.Агайар, А.Е.Ешану // Тези доп. II міжнар. науково-тех. конф. „Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології; інтеграції освіти і науки”. – Одеса :ТЕС, 2007. – С. 157-158.
3. *Ивус Г.П.* Особенности температурно-ветрового режима в районе Одессы на рубеже XXI века / Г.П.Ивус, Э.В.Агайар, А.Е.Ешану.// Причерноморський екологічний бюлетень. – 2007. - № 2 (24). – С. 181-190.
4. *Ивус Г.П.* Некоторые параметры аномальных метеорологических условий над Причерноморьем / Г.П.Ивус, А.Б.Семергей-Чумаченко // Метеорология, климатология и гидрология. – 1998. - Вып. 35. - С. 113-121.
5. Клімат України. - К. : Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
6. Статистическая оценка поля ветра на территории Украины / Врублевская А.А., Гордейчук О.П., Миротворская Н.К. и др. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2001. – Вип. 44. – С. 9-16.
6. *Репетин Л.Н.* Климатические изменения ветрового режима северного побережья Черного моря / Л.Н. Репетин // Тези доп. II міжнар. наук.-тех. конф. „Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології; інтеграції освіти і науки”. – Одеса : ТЕС, 2007. – С. 173-174.
7. *Сніжко С.І.* Вплив напрямку та швидкості вітру на рівень забруднення атмосферного повітря міста Київ / С.І.Сніжко, О.Г.Шевченко // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. - № 3. – С. 33-48.
8. *Гребенюк Н.П.* Про зміни температури повітря в містах України у процесі урбанізації / Н.П. Гребенюк, М.Б. Барабаш // Труды УкрНИИГМИ. – 2004. – Вип. 253. – С. 148-154.
9. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке / Мещерская А.В., Гетман И.Ф., Борисенко М.М., Шевкунова Э.И. // Метеорология и гидрология. - 2004. - № 3. – С. 83 – 97.
10. *Школьний Є.П.* Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ) / Є.П. Школьний, Л.Д. Гончарова. – Одеса : Екологія, 2007 – 458 с.

Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Зубкович С.О. Статистичні характеристики швидкості вітру над сходом України у січні на фоні кліматичних змін. Досліджується мінливість характеристик швидкості вітру в січні за період 1997-2007 рр. над східними областями України. Вказано на зменшення швидкості вітру,

наведені дані розрахунків та аналіз середньодобової швидкості вітру, коефіцієнтів асиметрії і ексцесу.

Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Зубкович С.А. Статистические характеристики скорости ветра над востоком Украины в январе на фоне климатических изменений. Исследуется изменчивость характеристик скорости ветра в январе за период 1997-2007 гг. над восточными областями Украины. Указывается на уменьшение скорости ветра, приведены данные расчета и анализ среднесуточной скорости ветра, коэффициентов асимметрии и эксцесса.

Ivus G.P., Semergey-Chumachenko A.B., Zubkovich S.A. Statistical characteristics of wind velocity over east Ukraine in January in the conditions of climate change. Studied the characteristics of wind speed in January for the period 1997-2007 years over eastern regions of Ukraine. Indicated the decrease in wind speed, given calculation and analysis of daily mean wind speed, ratios and excesses.

УДК 551.583+551.582.1

**М.Б. Барабаш, О.Г. Татарчук,
Н.П. Гребенюк, Т.В. Корж**
*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут*

ПРАКТИЧНИЙ НАПРЯМОК ДОСЛІДЖЕНЬ ЗМІНИ КЛІМАТУ В УКРАЇНІ

Ключові слова: зміни клімату, глобальне, регіональне потепління, тепловологозабезпечення

Міжурядова група експертів зі змін клімату (МГЕЗК) при ООН у 2007 році видала Четверту доповідь, в якій, як і в попередній Третій, підтверджує антропогенну природу глобального потепління. Дані, наведені в останній доповіді, свідчать, що з початком ХХІ ст. підвищення температури повітря залишається досить інтенсивним. Дослідження вікового ходу аномалій температури повітря на території України протягом ХХ-ХХІ ст. показали несподівану його схожість з віковим ходом глобальної температури. В останньому десятиріччі темп приросту річної температури повітря в середньому по території України став в 1.5 рази швидшим ніж у глобальному масштабі і склав $0,4^{\circ}\text{C}/10$ р. Цей фактор надає проблемі змін клімату в Україні особливого значення і потребує негайного вивчення.

Актуальність проблеми: На фоні потепління глобального і регіонального клімату можуть змінитися не лише температура повітря, а й інші характеристики клімату: циркуляція атмосфери, режим зволоження, тривалість сезонів року, посушливість та інше. Тобто, важливим у науковому і практичному плані є дослідження зміни клімату у більш широкому діапазоні метеорологічних величин.

Сучасний стан режиму тепла та вологи і особливо прогнозування тенденцій їх змін на майбутнє є досить актуальними проблемами.

Мета дослідження: Дослідження основних просторово-часових закономірностей температури повітря та кількості опадів на рубежі ХХ-ХХІ ст. для виявлення тенденції зміни тепловологозабезпечення.

Методика досліджень: Використаний емпірико-статистичний метод досліджень та метод картографування. Дані з середньої місячної температури повітря та кількості опадів взяті по 48 метеорологічним станціям за період 1961-2005 рр.. Зменшення значної просторової мінливості опадів проводилося шляхом виділення однорідних районів на території України за природними зонами та опосередкування по місяцях і за рік. [1]

У роботі використовується середня місячна кількість опадів за 30-річний період спостережень (1961-1990 рр.), яка рекомендована Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО). [2]

Виклад матеріалу досліджень: Формування поля температури та атмосферних опадів відбувається у тісному зв'язку з процесами циркуляції повітряних мас.

Результати останніх досліджень, що містяться в [3] показують, що у глобальному масштабі відмічається послаблення зональної циркуляції і зростання меридіональної південної складової в усі сезони року.

З досліджень [4,5] відомо, що змінилися райони формування і траєкторії руху баричних утворень. У теплий період переважна кількість циклонів переміщується на території України з південною складовою, рухаючись повільніше, ніж раніше, приносять спекотну погоду і значні зливові опади.

Потепління клімату на території України обумовлено одночасною дією природного і антропогенного факторів. Точніше відбувається накладення довгоперіодних коливань циркуляційних умов у тому числі (з періодом більше 100 років) на процеси, які, в деякій мірі, пов'язані з антропогенним потеплінням в останні десятиріччя.

Сучасні зміни клімату мають складну регіональну структуру. Найтеплішим в Україні, як і в глобальному масштабі, було останнє десятиріччя (1991-2000 рр.). Найхолоднішими у ХХ ст. були перші три десятиріччя та сорокові роки.[7]

Найбільше підвищення температури спостерігається на півночі та в центральних районах України, дещо менше - в західних та південних районах, і майже не спостерігається на Кримському півострові. Річний хід температури повітря неоднорідний. Різниця початкового та кінцевого значення температури за трендом у період 1901-2005 рр. зростає від 0.5°C до 1.2°C. Виняток складає зниження температури в Криму (Ялта). Підвищення температури характерне і для окремих місяців року. Особливо це стосується зимових та весняних місяців, а в останнє десятиріччя ХХ ст. та на початку ХХІ ст. і літніх місяців.

Проаналізувавши вікову динаміку кількості опадів на території України протягом ХХ-ХХІ ст.[6], слід підкреслити, що не відмічається однозначної часової тенденції у рядах опадів. Зміна річної кількості опадів не однакова і знаходиться у межах 85-115% норми. У південно-східній частині України річна кількість опадів збільшилася на 10-15%, на півдні на деяких станціях до 20%, в інших регіонах залишилася у межах норми, або

дещо зменшилася. Відбулося вирівнювання річної кількості опадів по території.

Таблиця 1 - Співвідношення (%) середньої кількості опадів (мм)
за періоди 1961-1990 рр. і 1991-2005 рр.

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	X.П	T.П	Рік
Луцьк															
1961-1990	31	31	27	39	60	68	76	61	56	37	36	38	163	397	560
1991-2005	23	28	28	37	51	70	86	54	58	39	35	33	147	395	542
Співвідношення (%)	74	90	104	95	85	103	113	88	103	105	97	87	90	99	97
Київ															
1961-1990	48	46	39	49	53	73	88	69	47	35	51	52	236	414	650
1991-2005	34	37	41	46	58	78	66	67	64	48	50	39	201	427	628
Співвідношення (%)	71	80	105	94	109	107	75	97	136	137	98	75	85	103	97
Львів															
1961-1990	42	43	43	51	77	98	102	76	58	47	46	57	231	509	740
1991-2005	40	49	43	56	83	81	102	70	71	56	53	43	228	519	747
Співвідношення (%)	95	114	100	110	108	83	100	92	122	119	115	75	99	102	101
Полтава															
1961-1990	43	37	35	40	51	60	71	46	44	42	49	51	215	354	569
1991-2005	39	32	41	43	57	64	68	47	50	53	46	38	196	382	578
Співвідношення (%)	91	86	117	108	112	107	96	102	114	126	94	75	91	108	102
Харків															
1961-1990	44	33	28	36	48	58	61	50	41	35	45	46	196	329	525
1991-2005	32	33	35	32	53	60	63	50	48	43	43	35	178	349	527
Співвідношення (%)	73	100	125	89	110	103	103	100	117	123	96	76	91	106	100
Черкаси															
1961-1990	36	33	29	38	37	63	76	53	36	31	41	44	183	334	517
1991-2005	32	28	39	39	55	75	58	56	55	48	42	30	171	386	557
Співвідношення (%)	89	85	134	103	149	119	76	106	153	155	102	68	93	116	108
Луганськ															
1961-1990	36	29	29	39	44	62	51	39	33	27	42	43	179	295	474
1991-2005	34	39	34	30	46	67	76	46	55	44	40	40	187	364	551
Співвідношення (%)	94	134	117	77	105	108	149	118	167	163	95	93	104	123	116
Кіровоград															
1961-1990	32	31	27	36	45	66	72	48	38	27	35	42	167	332	499
1991-2005	32	27	34	37	47	70	63	55	44	36	41	28	162	352	514
Співвідношення (%)	100	87	126	103	104	106	88	115	116	133	117	67	97	106	103
Сімферополь															
1961-1990	42	33	37	33	44	53	55	41	37	32	45	53	210	295	505
1991-2005	38	37	40	38	34	61	35	74	46	42	49	42	206	330	536
Співвідношення (%)	90	112	108	115	77	115	64	180	124	131	109	79	98	112	106

Представляє інтерес інформація про опади на території України для 15 самих теплих років за весь період спостережень. В табл.1 наведені дані про середню кількість опадів по місяцях, холодному і теплому періодах, за рік за періоди 1961-1990 рр., 1991-2005 рр., а також співвідношення цих значень у відсотках на окремих станціях України. Найбільш характерною закономірністю режиму опадів 15-річного періоду є їх суттєве зменшення у перші зимові місяці. Так, у грудні, а особливо у січні кількість опадів була значно нижчою за норму майже на всій території країни. Особливо на заході, півдні та в центральній її частині. На окремих станціях (Суми, Київ, Лубни, Харків, Лозова, Золотоноша, Умань, Вінниця, Кривий Ріг, Любашівка, Одеса, Миколаїв) у ці місяці опади склали 60- 80% норми.

Другою помітною закономірністю є зростання опадів практично на всій території країни у вересні-жовтні. Найсуттєвіші зміни відбулися у жовтні. У центральних та степових районах – 140-150 %, на сході України – до 165% норми.

Влітку, як і навесні, співвідношення середньої кількості опадів за 1991-2005 рр. і кліматичної норми не однакове, як по місяцях, так і по території країни.

Середні значення кількості опадів за теплий, холодний періоди та за рік в цілому досить стійкі у часі. Так за останні 15 років вони змінилися дуже мало і знаходяться у межах норми. У холодний період року на більшій частині території держави вони склали 80-100%, у теплий період та рік – 90-110% норми.

Графічне представлення інформації про аномалії температури повітря (°C) і опадів (% норми) послідовно по місяцях і за рік, опосередкованих по зонам за 1991-2005 рр., наведено на рис. 1. Генералізація значної просторової мінливості опадів здійснювалася шляхом виділення районів з однорідним розподілом опадів. Для цього було використано кліматичне районування території за природними зонами та районами. [1] З рисунка видно, як відбувається процес потепління від місяця до місяця протягом цього періоду. Закономірності розподілу опадів у процесі цього потепління не виявлені. Наприклад, з початку зими (грудень) істотне зниження кількості опадів на значній території України відбувається на фоні невеликого похолодання. У січні та лютому, навпаки, значний недобір опадів і практично відсутність стійкого снігового покриву спостерігається в умовах найбільш інтенсивного, порівняно з іншими місяцями, потепління глобального і регіонального клімату. Влітку другий пік потепління не завжди і не на всій території супроводжується збільшенням опадів. Отже, впродовж коротких періодів важко виявити спільні закономірності зміни температури і опадів.

Практичний інтерес для ведення господарської діяльності та особливо для обґрунтування сучасних змін у природному середовищі мають дослідження тепловлагозабезпечення у перше п'ятиріччя ХХІ ст., яке може визначити тенденцію зміни основних кліматичних показників у майбутньому.

Дослідження основних кліматичних показників тепла та вологи, проводилися в період активної вегетації. Період активної вегетації – це частина року (період між датами переходу температури повітря через 10°C навесні та восени), коли відбувається найінтенсивніший ріст і розвиток рослин.

Характерною особливістю першого п'ятиріччя XXI ст. є збільшення кількості тепла по всій території України, та деформація ізотерм поля сум активних температур зонального напрямку у меридіональний, за винятком півдня країни.

На рис. 2 представлено зміни сум активної температури повітря (температура повітря 10°C та вище) у відхиленнях від норми, з якого видно, що на більшій частині території країни кількість тепла зросла приблизно на 150°C.

При сучасних змінах клімату та збільшенні суми активної температури більше ніж на 100°C виникає необхідність у виведенні нових тепло- та засуховитривалих видів рослин, а надалі – у переході до вирощування інших культур.

Подальше зростання температури повітря в окремих районах країни потребує необхідність розробки нових форм землеробства.

У результаті проведеної роботи виявлено, що зміни клімату носять подвійний характер: потепління у північних районах дозволить суттєво змінити види культур з перевагою до теплолюбних, але збільшення посушливості у центральних районах буде мати для сільського господарства негативне значення, тому що волога є одним із основних факторів життя рослин.

Ресурси вологи дуже мінливі як по території, так і в часі. Як відомо, деякі географічні регіони України знаходяться у зоні недостатнього зволоження (аридна зона), інші – у зоні надмірного зволоження (гумідна зона). Тому всебічне вивчення ресурсів вологи і правильне їх урахування та використання для сільськогосподарського виробництва має важливе значення.

Щоб показати, як змінилася кількість опадів за період активної вегетації у першому п'ятиріччі XXI ст., було побудовано карту кількості опадів за 2001-2005 рр. у відсотках від середніх багаторічних значень 1961-1990 рр. (рис. 3).

З рисунка видно, що на півночі держави кількість опадів складала 84-91% від норми. У західних областях кількість опадів змінювалася у межах 92-104%. У центральних районах Правобережжя кількість опадів була у межах середніх багаторічних значень. Суттєво зросла кількість опадів за період активної вегетації у центральних районах Лівобережжя (130% від норми), та Степових районах (110-120% від норми).

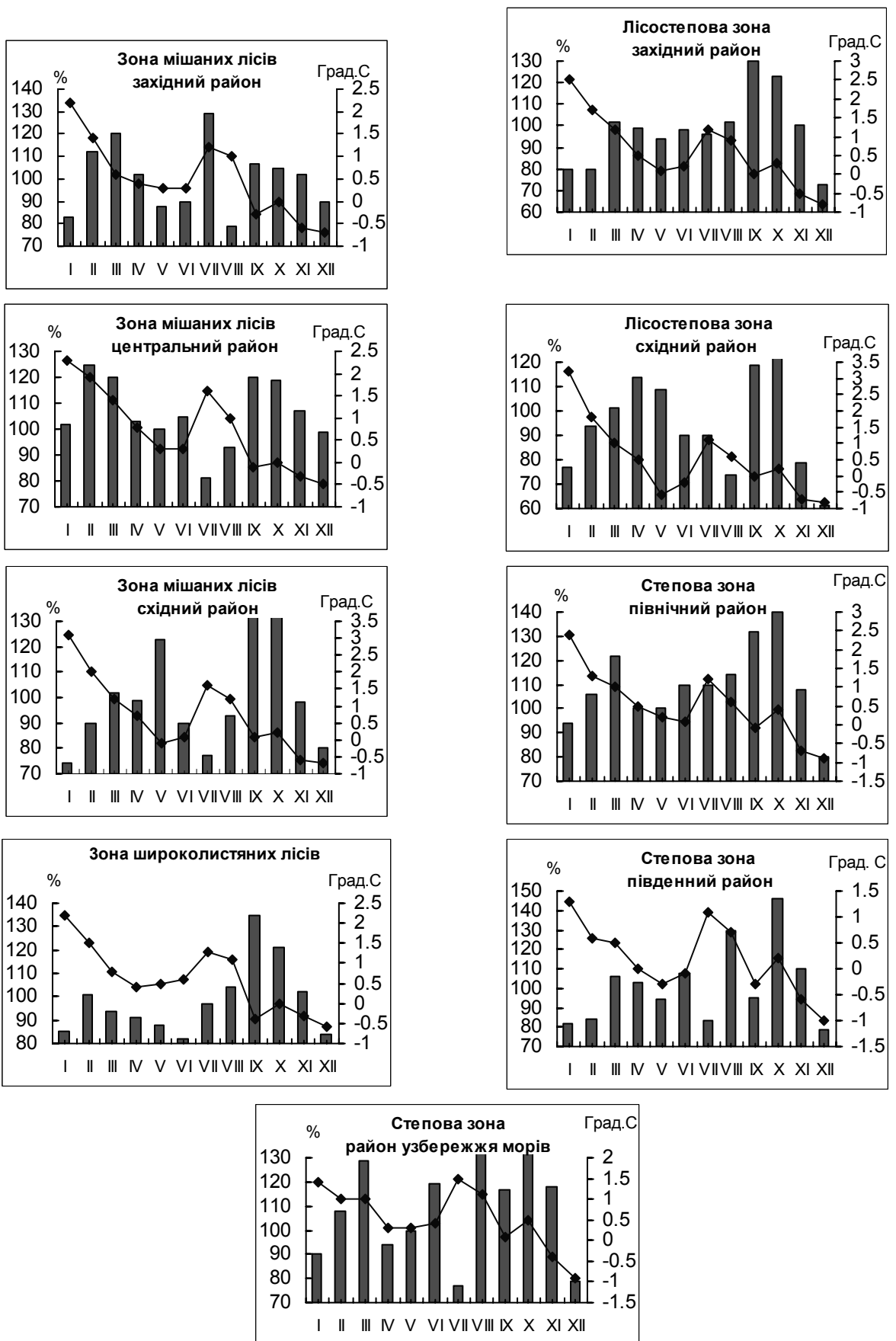


Рис. 1 – Аномалії кількості опадів (%) і температури повітря (град. С) за період 1991-2005 рр. відносно норми (1961-1990 рр.)

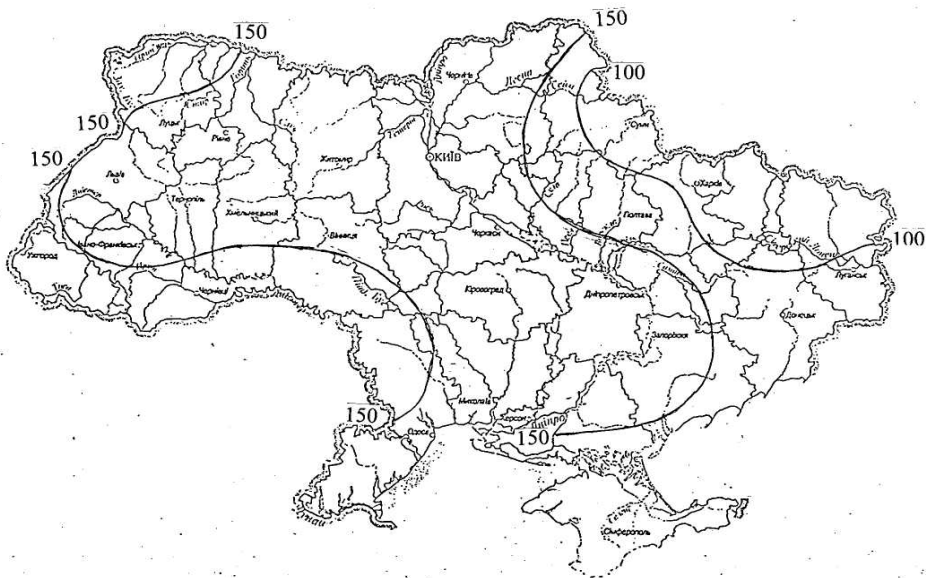


Рис. 2 – Відхилення від норми суми активної температури повітря ($^{\circ}\text{C}$) за період 2001-2005 рр.

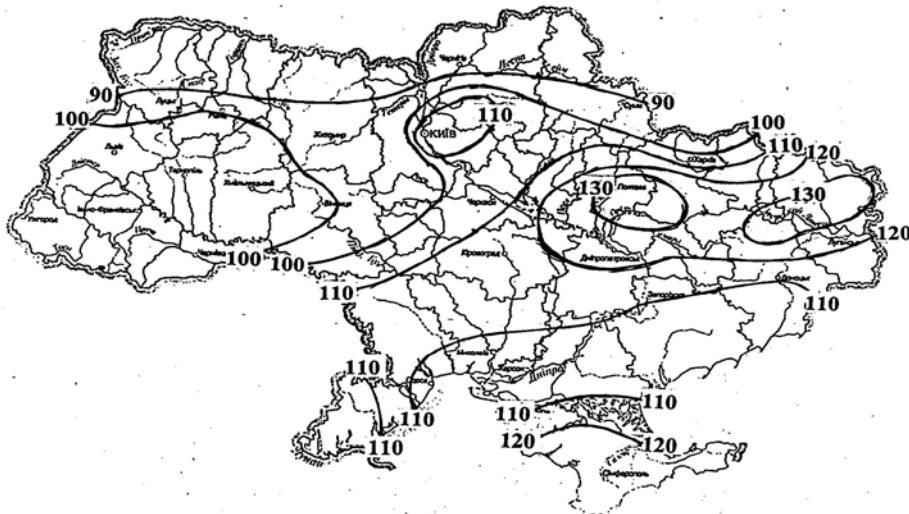


Рис. 3 – Зміни кількості опадів (%) за період активної вегетації у 2001- 2005 рр. відносно норми (1961-1990 рр.)

Виявлені тенденції у змінах тепло- та вологозабезпечення в умовах глобального потепління слід враховувати при адаптації сільськогосподарського виробництва України до ринкових відносин. При сучасних змінах клімату та збільшенні суми активної температури більше ніж на 100°C виникає необхідність у перерозподілі тепло- та засуховитривалих видів рослин, а надалі – в переході до вирощування інших культур у певних районах країни.

Висновки. При сучасній зміні клімату не відмічається однозначної часової тенденції у рядах опадів, яка виявлена у вікових рядах температури повітря.

Виявлено, що місячна кількість опадів змінюється у межах 10-15 % для теплового і холодного періодів, і 5-7 % для року.

Виявлені закономірності змін річного ходу опадів останніх 15 років (1991-2005 рр.): зменшення кількості опадів у зимові місяці, і збільшення влітку і восени.

Не вдалося виявити зв'язку впливу підвищення температури повітря на аномалію опадів.

У період глобального потепління відмічається значне підвищення температури по всій території країни. Тому ізолінії сум активної температури за період 2001-2005 рр. мають меридіональний напрямок. Аналіз змін суми активної температури за перше п'ятиріччя XXI ст. вказує на намічену тенденцію до потепління в межах вегетаційного періоду у майбутньому в умовах прогнозованого потепління глобального клімату.

Аналіз динаміки кількості опадів за період активної вегетації показав, що практично на всіх розглянутих станціях спостерігалася тенденція до їх зростання, за винятком станцій західного регіону.

Попередні дослідження свідчать про те, що найчастіше позитивні аномалії температури поєднувалися з від'ємними аномаліями опадів. Але на межі двох століть закономірність суттєво змінилася. Збільшення суми активної температури в центральному та південно-східному регіоні досить часто супроводжувалося збільшенням кількості опадів. Це є позитивним явищем для зернового господарства України. Але деякі прогнози клімату застерігають, що ситуація може змінитися. Подальше підвищення температури в умовах зменшення опадів або збереження їх у тому ж обсязі може призвести до їх швидкого випаровування і виникнення негативних умов.

Література

1. Національний атлас України / ДНВП "Картографія" – К, 2007. – Карта № 44, - С.171.
2. Кліматичний кадастр України. – Ч. 4. Розділ 2. Атмосферні опади. – Київ:2005. - С. 23-88.
3. Кононова Н.К. Флуктуации циркуляции атмосферы северного полушария за 1899-2002 гг. Экстремальные периоды / Н.К. Кононова // Материалы Всемирной конференции по изменению климата. – М. – 2002. – С.411.
4. Мартазинова В.Ф. Изменение атмосферной циркуляции в северном полушарии в течение периода глобального потепления в XX веке / В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова, Д.Ю. Чайка // Украинский географический журнал. – 2007. - №3. – С. 10-20.
4. Балабух В.О. Траєкторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні у теплий період року / В.О. Балабух // Наук. Праці УкрНДГМІ. —2004. – Вип.253. –С. 103-119.
5. Балабух В.О. Траєкторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні у теплий період року / В.О. Балабух // там же. –С. 103-119.
6. Барабаш М.Б. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі XX і XXI ст. в умовах потепління глобального клімату / М.Б. Барабаш, Т.В. Корж, О.Г. Татарчук // там же. – С. 92-102.
7. Гребенюк Н.П. Нове про зміни глобального та регіонального клімату в Україні на початку XXI ст. / Н.П. Гребенюк, Т.В. Корж, О.О. Яценко //Водне господарство України.- 2002 . –№5-6. -34 с.

Барабаш М.Б., Татарчук О.Г., Гребенюк Н.П., Корж Т.В. Практичний напрямок досліджень зміни клімату в Україні. Досліджено просторово-часову динаміку та виявлено основні закономірності режиму температури та опадів на території України в умовах глобального потепління. Розглянуто зміни режиму зволоження найбільш теплих за весь період спостережень 15 років (1991-2005 рр.) у порівнянні з

кліматологічною нормою (1961-1990 рр.). Виявлено тенденцію зміни ресурсів тепла та вологи на території України на рубежі ХХ і ХХІ ст.

Barabash M.B., Tatarshuk O.G., Grebenjuk N.P., Korzh T.V. Практическое направление исследований изменения климата на Украине. Исследована пространственно-временная динамика и выявлены основные закономерности режима температуры и осадков на территории Украины в условиях глобального потепления. Рассмотрены изменения режима увлажнения наиболее теплых за весь период наблюдений 15 лет (1991-2005 рр.) по сравнению с климатологической нормой (1961-1990 гг.). Виявлена тенденция изменения ресурсов тепла и влаги на территории Украины на рубеже ХХ и ХХІ ст.

Barabash M., Tatarshuk O., Grebenjuk N., Korzh T. Practical direction of researches of change of climate is in Ukraine. Investigational spatio-temporal dynamics and found out basic conformities to law of the mode of temperature and fallouts on territory of Ukraine in the conditions of global rise in temperature. The changes of the mode of moistening of the most warm for all period supervisions are considered 15 years (1991-2005) in comparing to the climatology norm (1961-1990). Found out the tendency of change of resources of heat and moisture on territory of Ukraine on a border XX and XXI centuries.

УДК 551.588.7:551.583:551.513.3

В.Ф. Мартазинова, Д.Ю. Чайка
*Український науково-дослідницький
гідрометеорологічний інститут*

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ ВОЗДУХА НАД СЕВЕРНЫМ ПОЛУШАРИЕМ В ПЕРИОД ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

Ключевые слова: крупномасштабная циркуляция атмосферы, центры действия, барические поля, интегральная характеристика, сценарии

Введение. Исследование изменения климата – одна из важнейших задач современной науки. Климат Земли на протяжении ХХ ст. испытывал значительные изменения, наиболее четко проявившиеся в повышении глобальной температуры, которая считается основной характеристикой климата Земли. Особенно сильно глобальное потепление сказалось к концу ХХ – началу ХХІ ст. в умеренных широтах Северного полушария зимой и весной.

Атмосферная циркуляция сама не является климатообразующим фактором, так как ее состояние зависит от влияния природных и антропогенных причин. В то же время, она формирует и включает в себя весь комплекс погодных условий и поэтому является лучшим индикатором изменения регионального климата [1, 2]. В статье представлены результаты изучения изменения атмосферной циркуляции умеренных широтах Северного полушария на примере января.

Для исследования использовался архив полей давления на уровне моря ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск, Россия) метеорологической службы в Харроу, Великобритания [3], реанализ Европейского центра среднесрочных

прогнозов погоды (ERA-40, http://data.ecmwf.int/data/d/era40_daily/), а также архив давления отдела климатических исследований и долгосрочного прогноза погоды УкрНИГМИ. Рассмотрена территория Северного полушария от 40° до 70° с.ш., где расположены основные центры действия атмосферы (ЦДА), формирующие погодные условия в умеренных широтах.

Изменение поля давления у поверхности земли над Северным полушарием на протяжении XX столетия. Изменение поля давления рассматривалось относительно 3-х периодов изменения глобальной температуры в XX ст.: периода первого глобального потепления (1911-1943 гг.), периода второго глобального потепления (с 1976 г. до нашего времени) и периода стабилизации температуры между ними. Три таких периода продолжительностью около тридцати лет выделяются не только в изменении глобальной температуры (Рис.1а), но и в изменении температуры над Северным полушарием (Рис.1б) во все сезоны.

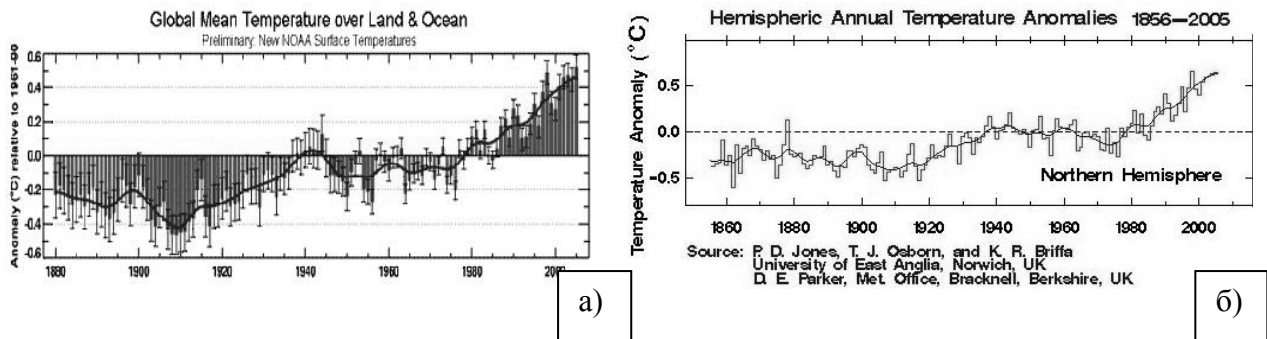


Рис.1 – Аномалия средней глобальной температуры (а) [4] и температуры над Северным полушарием (б) (°С) Земли.

Крупномасштабная циркуляция атмосферы над Северным полушарием является трехвихревой системой, которая зимой состоит из 3-х центров высокого давления – Сибирского, Канадского и Азорского максимумов и 3-х минимумов между ними – Алеутского, Исландского минимумов и Европейской ложбины.

Осреднение циркуляции атмосферы от десятилетия к десятилетию на протяжении XX ст., в период глобального потепления, позволяет анализировать изменение во времени характера крупномасштабной циркуляции атмосферы и связанные с ней погодные условия.

В первом десятилетии XX ст. глобальное потепление еще не проявляется, но оно становится заметным с 1911 г. Поле давления над Северным полушарием характеризуется своим выраженным состоянием центров низкого и высокого давления, которые соответствуют центрам действия атмосферы (ЦДА) (Рис.2а).

К концу периода первого глобального потепления (Рис.2б), который приходится на конец 30–начало 40-х годов XX столетия, отмечается обострение барических образований – давление в центре циклонов упало, а в центре антициклонов выросло, но, в общем, можно отметить, что Сибирский максимум имел доминирующее значение в этом периоде в Евразии [5]. Такое положение центров действия атмосферы над территорией Северного полушария привело к холодным и снежным зимам на

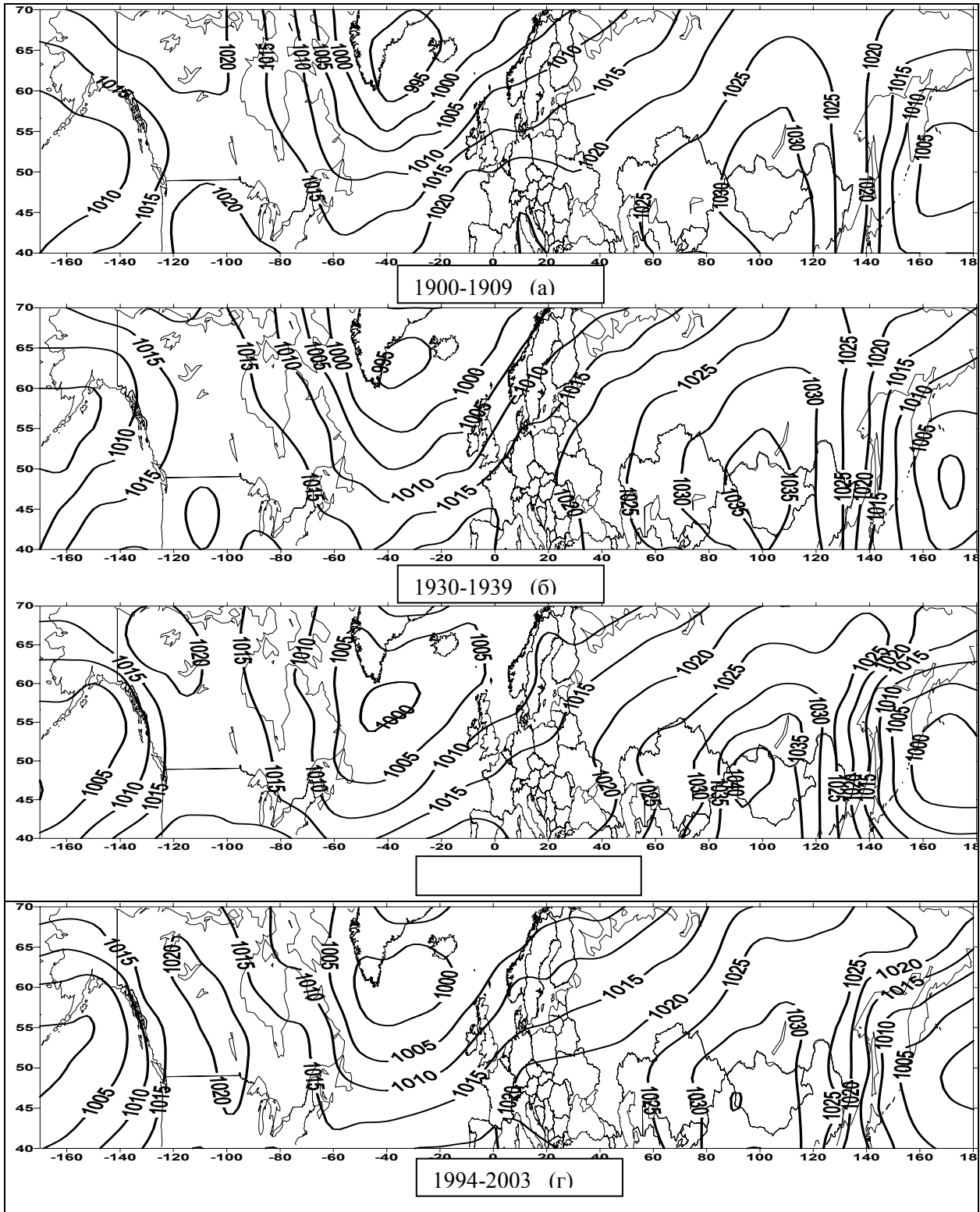


Рис. 2 – Барическое поле (мб) над Северным полушарием за отдельные десятилетия, январь.

территории Европы и повышению температуры на территории Северной Америки. Также, к концу периода первого глобального потепления происходит смещение всех барических образований на запад. Таким образом, Сибирский максимум занимает территорию Украины и приносит на территорию Украины и Европы холодные погодные условия. Смещение Исландского минимума на запад приносит более теплые погодные условия над Северной Америкой.

На протяжении периода стабилизации отмечается дальнейшее незначительное смещение ЦДА к западу, при этом активность всех ЦДА усиливается (Рис.2в).

В период второго глобального потепления изменение в смещении ЦДА происходит в обратном направлении. В результате происходят заметные изменения с Исландским минимумом, Северо-Атлантическим гребнем и Европейской ложбиной. Местоположения областей высокого и низкого давления в результате смещения к востоку возвращаются к положению начала XX ст. (Рис.2г). Такое распределение барического поля к концу столетия формирует теплые зимние погодные условия над территорией Европы в целом и Украины в частности. Коэффициент аналогичности полей первого и последнего десятилетий XX ст. $\rho=0,96$.

Изменения интегральных значений средних десятилетних полей приземного давления XX столетия. Для выделения временных закономерностей общей циркуляции атмосферы часто используются [6] различные статистические методы для описания ее интегральных характеристик, разложения по ортогональным функциям [7, 8], зональные осреднения различных метеорологических величин [9, 10], однако при этом теряется меридиональный характер ЦДА [11].

Для каждого десятилетнего поля давления была определена его интегральная характеристика с помощью меридионального осреднения поля:

$$\overline{p}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N p_{ij} \quad (1)$$

где \overline{p}_j - среднее давление j -ой долготы, N - количество широт.

Тогда поле давления над Северным полушарием будет иметь интегральный вид

$$\overline{P} = (\overline{p}_1 \ \overline{p}_2 \ \dots \ \overline{p}_j \ \dots \ \overline{p}_n) \quad (2)$$

где $j=1, \dots, 36$ и соответствует номеру долготы от -180° в.д. до 180° в.д. с шагом 10° .

Наибольшие и наименьшие значения \overline{p}_j определяют место положения ЦДА над территорией Северного полушария. Их географическое положение и значение указывают на состояние ЦДА в каждом десятилетии, сравнение которых от десятилетия к десятилетию на протяжении XX ст. помогает понять изменение их состояния в каждом периоде глобального потепления.

Построена временная диаграмма (Рис. 3) [12] векторов-строк \overline{P} - последовательных десятилетий XX ст. В первом десятилетии повышение глобальной температуры не отмечалось. Поэтому циркуляция этого десятилетия является контрольной для всех последующих десятилетий предыдущего столетия. В первом десятилетии наиболее развиты Канадский максимум (вдоль 110° з.д.) и Исландский минимум (вдоль 40° з.д.). Смещение на восток Европейской ложбины, которая находится около 20° в.д., и Северо-Атлантического гребня, расположенного вдоль 10° з.д., сказалось на активности Сибирского максимума (находится вдоль 110° в.д.).

Такое положение центров действия атмосферы вызвало в первом десятилетии неустойчивый температурный режим год от года, отмечались отрицательные и положительные аномалии температуры в целом над Северным полушарием.

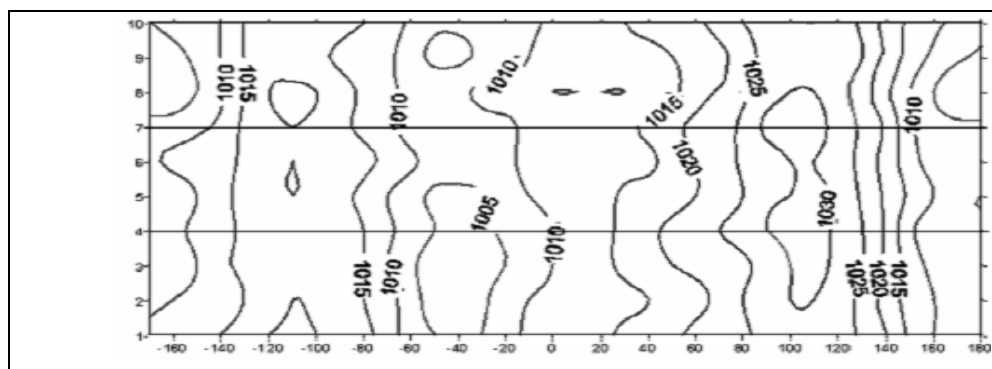


Рис. 3 – Временная диаграмма интегральных характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы (мб) в январе на протяжении XX ст. По оси абсцисс отмечены долготы, по оси ординат – номер десятилетия.

В следующем десятилетии, которое является начальным десятилетием глобального потепления, крупномасштабная циркуляция атмосферы преобразовывается в сторону усиления Сибирского максимума и Исландской депрессии. Это преобразование сохранялось и усиливалось до конца первого периода потепления. Ослабление Канадского максимума повысило температуру над Северной Америкой, слабое состояние Сибирского максимума в первые десятилетия первого потепления сохраняло теплые зимы на территории Евразии. Усиление и расширение к западу Сибирского максимума к концу первого потепления привело к холодным зимам над Европой. В период стабилизации глобальной температуры Сибирский максимум занимает обширную территорию, вынося свой морозный воздух в Европу. В этот период происходит расширение Канадского минимума, который также увеличивает количество холодных зим в Северной Америке. Во второй период изменения глобальной температуры в целом по Северному полушарию происходит рост давления, что сказывается на ослаблении Исландского минимума, Европейской ложбины и Алеутской депрессии. Это указывает на то, что зимы в Евразии в отдельные годы были морозоустойчивыми. Такое состояние крупномасштабной циркуляции атмосферы отмечается в первом десятилетии второго потепления. К концу XX ст. происходит падение давления над Северным полушарием, которое сказалось в усилении всех климатических минимумов давления и ослаблении, сокращении территории климатических максимумов давления. Особенно отмечается углубление Алеутской депрессии и Европейской ложбины, которая под влиянием Северо-Атлантического гребня смещается к востоку. Сужение с двух сторон Сибирского максимума соседними центрами действия атмосферы перекрыли доступ холодного воздуха в Европу.

Таким образом, состояние центров действия атмосферы под влиянием глобального потепления от десятилетия к десятилетию XX ст. изменялось и, в зависимости от их расположения и активности, изменялся и температурный режим различных регионов Северного полушария.

Подтверждение смещения ЦДА над Северным полушарием с помощью разложения интегральных характеристик давления в ряд Фурье. Интегральную характеристику поля давления января (2) можно представить в виде разложения в ряд Фурье [6]:

$$\bar{P}(j) = a_0 + \sum_{m=1}^{n-1} \left(a_m \cos \frac{2\pi m}{n} j + b_m \sin \frac{2\pi m}{n} j \right), \quad (3)$$

где $j=1, \dots, n$, $n=36$ соответствует количеству долгот (-180 ÷ 180 градусов) на Северном полушарии при шаге $\Delta\lambda=10^\circ$,

$$a_0 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \bar{p}_j, \quad a_m = \frac{2}{n} \sum_{j=1}^n \bar{p}_j \cos \frac{2\pi m}{n} j, \quad b_m = \frac{2}{n} \sum_{j=1}^n \bar{p}_j \sin \frac{2\pi m}{n} j \quad (4)$$

где $m=1, 2, \dots, n$ m – волновое число.

Амплитуда и фаза рассчитывались по формулам:

$$A_m = \sqrt{a_m^2 + b_m^2}, \quad \Phi_m = \arctg \frac{b_m}{a_m}; \quad (5)$$

Гармоника с волновым числом $m=3$ соответствует трехвихревой системе общей циркуляции атмосферы. Анализ фазовых углов основных гармоник позволяет проследить за положением волны от десятилетия к десятилетию, а также и ее динамику. Направление движения волны (Рис.4) определяется разностью фаз соседних десятилетий:

$$\Delta\Phi_m = \Phi_m^k - \Phi_m^{k-1}, \quad (6)$$

где Φ_m^k – фаза m -ой волны k -ого десятилетия, а Φ_m^{k-1} – фаза m -ой волны $(k-1)$ -ого десятилетия, $k=1, \dots, 10$.

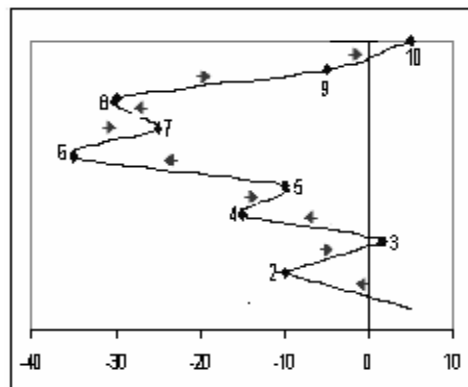


Рис.4 – Направление смещения волны с $m=3$ от десятилетия к десятилетию и отклонение фазовых углов Φ_3^k от Φ_3^1 над Северным полушарием в XX ст.

Смещение волны в любом направлении в следующем десятилетии приводит к обратному направлению.

В период первого глобального потепления происходит смещение волны на запад. Однако, волна пытается вернуться в свое прежнее состояние. И в период второго глобального потепления происходит смещение волны на восток. Наибольшее отклонение к западу отмечается в период стабилизации, и это отклонение создало в большинстве регионов в январе холодный температурный режим. Быстрое смещение к востоку, которое наблюдается в последние десятилетия, также изменяет температурный режим над Северным полушарием. Такое смещение приводит к повышению температурного режима над Северным полушарием. Существуют две критические точки: смещение волны на запад – шестое десятилетие XX ст. и смещение на восток в первое и последнее десятилетия XX ст. Положение фазового угла в последнее десятилетие XX ст., совпало с его положением в начале столетия.

Выводы.

1. Изменение циркуляции атмосферы от десятилетия к десятилетию на протяжении XX столетия происходило за счет смещения центров действия атмосферы к западу в первой половине и к востоку - во второй половине XX столетия.

2. Произошедшее преобразование поля давления на уровне моря к концу глобального потепления XX столетия в целом над Северным полушарием, а также над Атлантико-Европейским сектором, вернуло его к состоянию первого десятилетия XX столетия.

Литература

1. Пагава С.Т. Особенности циркуляции в нижней стратосфере в сезонах и месяцах, экстремальных в отношении температуры / С.Т. Пагава // Докл. на заседании Президиума НТС ГУГМС, февраль.1968 г.- М., 1968. – С.25. 2. Погосян Х.П. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере Северного полушария / Х.П. Погосян, А.А. Павловская., М.В. Шабельникова. - Л.: Гидрометеиздат, 1965. - 162 с. 3. Лэм Х.Х. Изменения климата в исторический период, изучаемые с помощью диаграмм и карт циркуляции / Х.Х. Лэм // Солнечная активность и изменения климата. - Л. : Гидрометеиздат, 1966. - С. 44-86. 4. Climate Change 2001. The scientific basis. Contribution of working group 1 to the Third assessment report of the IPCC. Summary for Policymakers and Technical Summary.-WMO/UNEP, 2001.- 274 p. 5. Мартазинова В.Ф. Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха на протяжении XX века и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию воздуха в Украине / В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова., Д.Ю. Чайка // Геофизический журнал. – 2006. - т. 28, №1. - С. 51-60. 6. Груза Г.В. Статистика и анализ гидрометеорологических данных / Г.В. Груза, Р.Г. Рейтенбах. - Л.: Гидрометеиздат, 1982.- 213 с. 7. Морской Г.И. Практический гармонический анализ на сфере / Г.И. Морской, И.Т. Руденко // Тр.ЦИП. - 1963. - Вып.123. - С.3-10. 8. Hannachi A. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review / Hannachi A., Jolliffe I.T., Stephenson D.B. // Int.J.of Climatology.-vol. 27, Issue 1.-P.16-26. 9. Логинов В.Ф. Причины и следствия климатических изменений / В.Ф. Логинов. – Минск : Навука і техника, 1992. - 319 с. 10. Груза Г.В. Интегральные характеристики общей циркуляции атмосферы / Г.В. Груза. - Л. : Гидрометеиздат, 1965.- 145 с. 11. Монин А.С. Циркуляционные механизмы колебаний климата атмосферы / А.С. Монин, О.А. Шишков // Физика атмосферы и океана.-2000.-

т.36, №1.-С.17-26. 12. *Мартазинова В.Ф.* Изменение поля давления января на протяжении XX ст. на территории Атлантико-Европейского сектора В.Ф. Мартазинова, Д.Ю. Чайка // Метеорология, климатология та гідрологія. - 2008. - №50, Ч.1. - С. 25-30.

***Мартазинова В.Ф., Чайка Д.Ю.* Просторова зміна поля тиску повітря над Північною півкулею протягом глобального потепління.** В статті наведено результати досліджень зміни поля тиску на рівні моря протягом XX століття. Аналіз результатів показав, що характер просторового розподілу поля тиску початку і кінця XX століття аналогічний.

***Мартазинова В.Ф., Чайка Д.Ю.* Пространственное изменение поля давления воздуха над северным полушарием в период глобального потепления.** В статье представлены результаты исследования изменения поля давления на уровне моря на протяжении XX столетия. Анализ результатов исследования показал, что характер пространственного распределения поля давления начала и конца XX столетия аналогичен.

***Martazinova V.F., Chayka D.Y.* Spatial change of sea-level pressure field above the Northern hemisphere during the period of global warming**

In the article the results of research of change of the sea-level pressure field during the XX century are presented. The analysis of research results showed that character of the spatial distribution of the pressure field of the beginning and the end of the XX century are analogue.

УДК 551.582/.583.16

Л.Г. Латиш, В.М. Хохлов

Одеський державний екологічний університет

ЗМІНИ РЕЖИМУ ВОЛОГОВМІСТУ ҐРУНТУ В УКРАЇНІ У 2011-2025 РОКАХ

Ключові слова: режим вологовмісту ґрунту, майбутні зміни клімату, кліматичні аномалії.

Вступ. Величину загального вологовмісту ґрунту (ЗВГ) можна розглядати як міру кількості опадів, які були акумульовані на місцевості залежно від водоутримувальної здатності ґрунту цієї місцевості (яка, у свою чергу, є функцією структури та товщини ґрунту), попередніх ґрунтових умов, періодичності та інтенсивності опадів. Наприклад, внаслідок сильної зливи можуть мати місце зливові повені, проте підповерхневий шару ґрунту може залишитися як і раніше сухим. Навпаки, багатогодинний невеликий дощ з шаруватих хмар може повністю зволожити ґрунт навіть при невеликому поверхневому стоці. Якщо осереднення робиться за рік для регіонального масштабу спостерігається певна кореляційна залежність між ЗВГ і стоком та інтенсивністю посух, тому що усі ці величини є мірами великомасштабних посушливих та дощових періодів, які спричиняються регіональними ресурсами (тобто опадами) та витратами (тобто сумарним випаровуванням) атмосферної вологи [1].

Внаслідок зменшення опадів кількість дуже посушливих регіонів на земній кулі збільшилася з 1970-х років більше ніж вдвічі [1], а через те, що глобальне потепління триває й у теперішній час, а також має зберегтися й у

найближчому майбутньому [2], існують дуже великі ризики того, що кількість інтенсивних посух може збільшитися. Підтвердженням цього є результати, наведені для періоду 2070–2099 рр. [3], які свідчать про збільшення у всьому світі кількості посух різної тривалості, а також їх інтенсивності. Але якщо розглядати результати тільки для України, то зміна середнього режиму зволоження ґрунту на найближчі десятиріччя не є визначеною. Більше того, тільки зміни середніх величин не визначають «зміни клімату», тому що треба розглядати також і мінливість метеорологічних величин.

Треба відзначити, що більшість наукових праць, в яких аналізуються кліматичні характеристики України, виконана для змін клімату, що вже відбулися (дивись, наприклад, [4]), а майбутні зміни, яких має зазнати клімат, майже зовсім не розглядаються. Отже, на тлі процесів, які відбуваються у глобальній кліматичній системі, виникає нагальна потреба оцінити у комплексі аномальність майбутнього режиму загального вологовмісту ґрунту та визначити найуразливіші з точки зору змін клімату на найближчі роки регіони України. Саме це й є метою цієї наукової статті.

Дані і методологія. Сучасні моделі загальної циркуляції атмосфери і океану дозволяють розглянути не тільки зміни глобального клімату, а й, певною мірою, оцінити його регіональні аспекти. Наприклад, розділення моделі Лабораторії геофізичної гідродинаміки (GFDL) Національної адміністрації по океану та атмосфері (NOAA) США версії 2.1 становить 2° широти \times $2,5^\circ$ довготи [5], тобто дозволяє достатньо докладно вивчити регіональні особливості майбутніх змін різноманітних кліматичних характеристик над територією, яку можна зіставити з Україною. При прогнозуванні клімату 21 століття моделювання ансамблем моделей, до якого належить і модель GFDL, виконувалося з впливом одного з найважливіших зовнішніх чинників – викидів парникових газів до атмосфери, – які, в свою чергу, бралися за сценаріями СДСВ [6]. Отже, результатами інтегрування моделей є численні тривимірні масиви гідрометеорологічних даних; у цій статті використані результати моделювання за моделлю GFDL. Серед цих масивів було вибрано тільки один – загальний вологовміст ґрунту – для періодів 1986-2000 рр. та 2011-2025 рр. та для трьох сценаріїв – «жорсткого» A2, «помірного» A1B і «м'якого» B1 – у вузлах регулярної сітки, обмеженої широтами $43,5^\circ$ та $53,5^\circ$ півн.ш. і довготами $21,25^\circ$ та $41,25^\circ$ сх.д.

Для визначення у комплексі мінливості ЗВГ над Україною застосуємо запропоновану в [7] концепцію, яку стисло можна описати наступним чином. Для кількісного опису окремих індикаторів змін клімату використаємо принцип «1 раз у 10 років» який полягає у наступному. Спочатку для кожної точки сітки для обох періодів розраховувалися середні для кожного року, зими та літа значення ЗВГ. Далі, використавши дані базового періоду (1986-2000 рр.) за допомогою накопичених повторюваностей визначалися 90-а та 10-а перцентилі, причому вважалося, що для даних про ЗВГ має місце гамма-розподіл. Для кожного з індикаторів

визначалася кількість випадків, коли їх величина перевищувала 90-у та була менша за 10-у перцентилі. Далі, аналогічна кількість випадків розраховувалась для періоду 2011-2026 рр. і визначалася величина перевищення кількості випадків у другому періоді над кількістю випадків у першому. Наприклад, якщо у першому періоді спостерігався 1 випадок середньорічної ЗВГ вище 90 перцентилі, а у другому – 3, то як відповідний індикатор (*IWY*) бралася різниця цих значень, тобто 2. У табл. 1 наведено стислу характеристику використаних у цій роботі індикаторів

Основні результати. На рис. 1-3 наведені зазначені у табл. 1 індикатори для трьох сценаріїв СДСВ. Насамперед треба звернути увагу на те, що кількість аномально літ з аномально низькими ЗВГ за сценаріями А1В і А2 не зміниться майже для всієї України, а за «м'якого» сценарію В1 літа будуть більш посушливими у центральній та південній Україні. Навпаки, істотно збільшиться кількість аномально зволених літ за усіма сценаріями для західної України, де кожне друге (а подекуди й частіше) літо буде характеризуватися збільшеною величиною ЗВГ. Відмінністю проміж різних сценаріїв є те, що для «помірного» сценарію А1В в деяких районах східної України аномально великі значення ЗВГ будуть спостерігатися також достатньо часто – кожного четвертого року (рис. 1).

Таблиця 1 – Індикатори, що підсумовуються в індекс змін температури

Індикатор	Опис
<i>IDY</i>	Аномально посушливі роки по відношенню до базового періоду
<i>IWY</i>	Аномально зволені роки по відношенню до базового періоду
<i>IDW</i>	Аномально посушливі зими по відношенню до базового періоду
<i>IWW</i>	Аномально зволені зими по відношенню до базового періоду
<i>IDS</i>	Аномально посушливі літа по відношенню до базового періоду
<i>IWS</i>	Аномально зволені літа по відношенню до базового періоду

Трохи відрізняється від вищевикладеної зміна режиму ЗВГ для зими. Як і у попередньому випадку, на західній Україні спостерігатиметься велика кількість аномально зволених зим за усіма сценаріями, але решта України буде потерпати від збільшеної кількості посушливих зим також за усіма сценаріями (рис. 2). Цікавим тут є те, що «м'який» та «помірний» сценарії В1 і А1В виявилися найбільш посушливими для України і майже кожна четверта-п'ята зима буде відзначатися зменшеною величиною ЗВГ. Додамо, що схід та південь України для сценарію А1В буде потерпати як від аномально сухих, так і вологих зим (рис. 2 зверху).

Природно, що такі зміни режиму у окремі сезони спричинять відповідні зміни у річних величинах ЗВГ (рис. 3). Дійсно, найяскравішою особливістю тут також є дуже велика кількість років з аномально великими значеннями ЗВГ на західній Україні і тільки невелике їх збільшення на решті території держави.

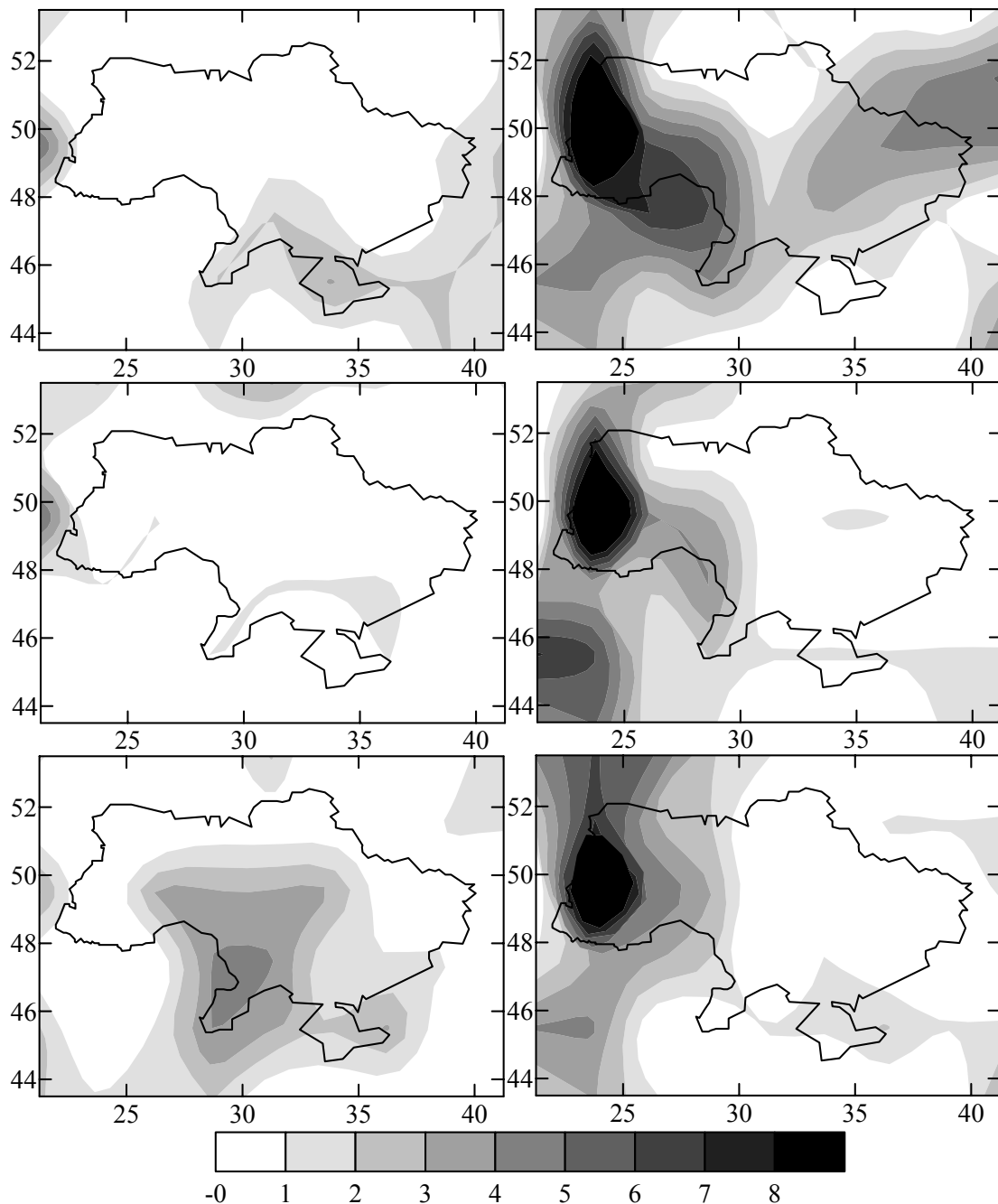


Рис. 1 – Поле індикаторів *IDS* (зліва) і *IWS* (справа) для сценаріїв *A1B* (зверху), *A2* (усередині) та *B1* (знизу).

Майже дзеркальним відбитком виглядає західна Україна з точки зору незмінності кількості років з аномально малими величинами ЗВГ (порівняй ліву та праву частини рис. 3). Також для річних змін матиме місце збільшена кількість років з аномально низьким ЗВГ майже для усієї України за сценарієм *B1*, а для інших двох сценаріїв така зміна режиму буде характерною тільки для південно-східно та північно-західної частин України.

Висновки. Найбільш цікавим результатом проведеного вище аналізу є те, що за усіма сценаріями очікується збільшення кількості років з аномально великими величинами ЗВГ на західній Україні, тобто у цьому можливі великі ризики виникнення повеней. Авжеж, цей висновок не може розглядатися остаточно без урахування інших гідрометеорологічних

факторів (наприклад, опадів), але наявність для цього регіону аномалії у майбутньому має бути взята до уваги. Також існує імовірність збільшення кількості посушливих явищ, особливо у холодну пору року майже для усієї України.

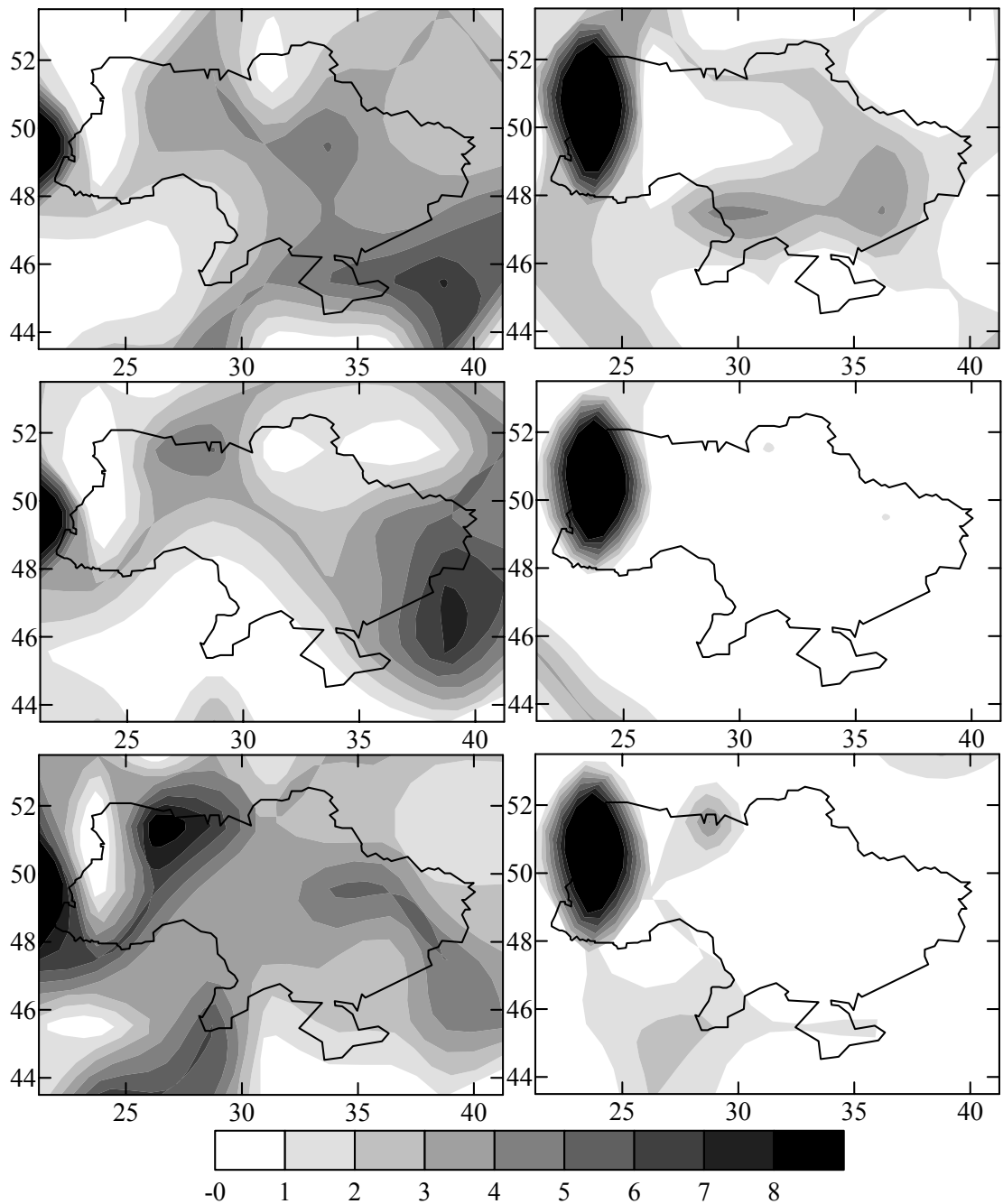


Рис. 2 – Поле індикаторів *IDW* (зліва) і *IWW* (справа) для сценаріїв *A1B* (зверху), *A2* (усередині) та *B1* (знизу).

Висновок. Таким чином, можна зробити висновок про збільшення аномальних проявів зміни клімату протягом наступних років, що може призвести до негативних наслідків у економіці України і має бути взяте до уваги при складанні стратегії розвитку. З іншого боку, більш докладна інформація може бути одержана за допомогою інтегрування регіональних кліматичних моделей, що може розглядатися як перспектива для аналізу можливих ризиків від змін клімату на регіональному масштабі.

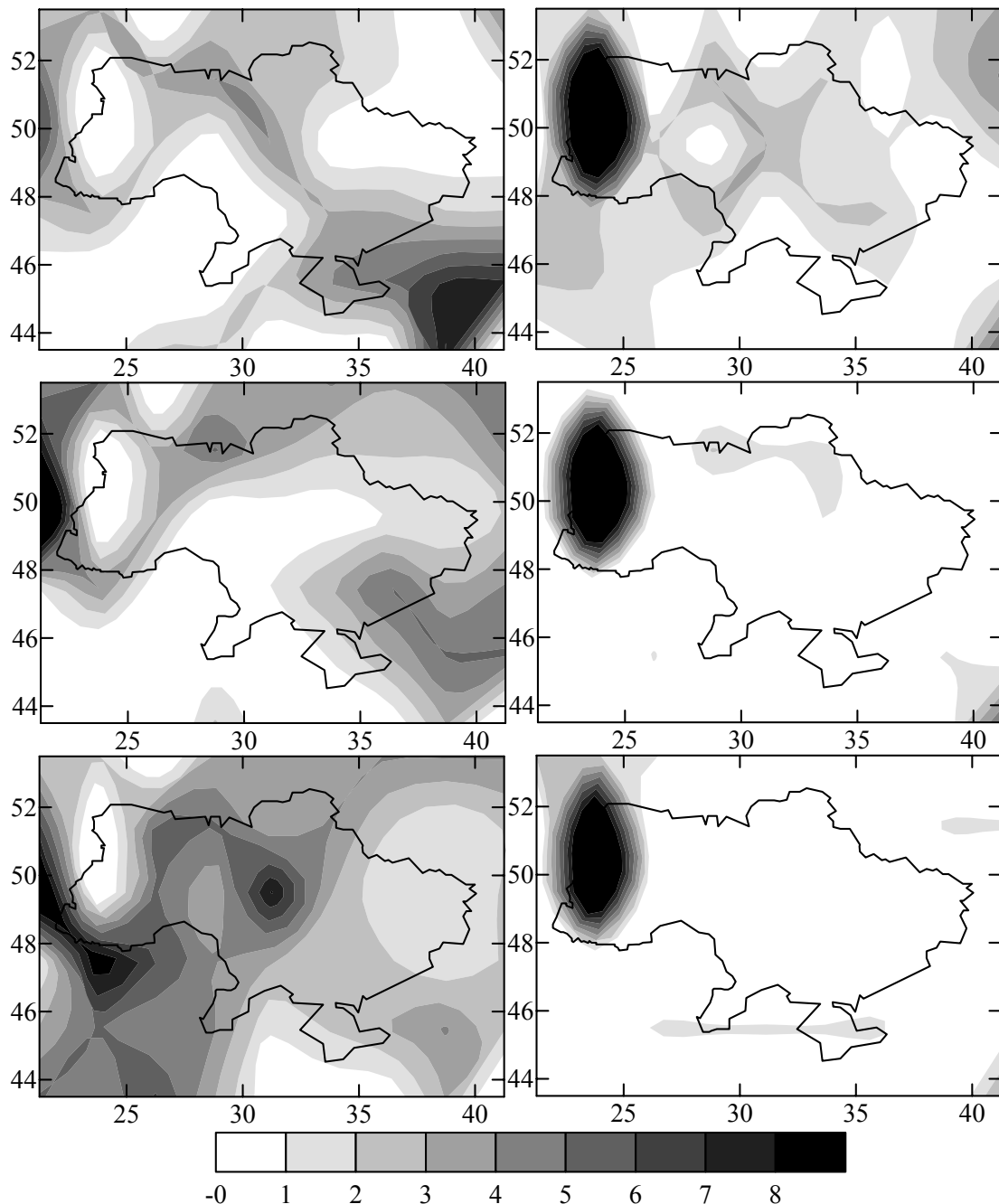


Рис. 3 – Поле індикаторів *IDU* (зліва) і *IWU* (справа) для сценаріїв **A1B** (зверху), **A2** (усередині) та **B1** (знизу).

Література

1. Dai A., Trenberth K.E., Qian T. A global dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming // *Journal of Hydrometeorology*. – 2004. – Vol. 5. – P. 1117-1130.
2. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* / S. Solomon *et al.* (eds.) Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. – Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
3. Sheffield J., Wood E.F. Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations // *Climate Dynamics*. – 2008. – Vol. 31. – P. 79-105.
4. Хохлов В.Н. Количественное описание изменений климата Европы во второй половине XX века // *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2007. – Вип. 2. – С. 35-42.
5. Delworth T.L. *et al.* GFDL's CM2 Global Climate Model. Part I: Formulation and simulation characteristics // *Journal of Climate* – 2006. – V. 19. – P. 643-674.
6. Special Report on Emission Scenarios. A Special

Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change / N. Nakićenović *et al.* (eds.). – Cambridge University Press, 2000. – 599 p. 7. Baettig M.B., Wild M., Imboden D.M. A climate change index: Where climate change may be most prominent in the 21st century // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – V. 34. – L01705.

Латиш Л.Г., Хохлов В.М. Зміни режиму вологовмісту ґрунту в Україні у 2011-2025 роках. Аналізуються регіональні особливості змін вологовмісту ґрунту в Україні у 2011-2025 роках на основі розрахунків моделі GFDL за сценаріями A1B, A2, B1. Аналіз здійснюється за допомогою індикаторів, які ураховують аномальні розподіли режиму вологовмісту протягом року в цілому та окремих сезонів. Показується, що за усіма сценаріями на західній Україні істотно збільшується кількість років з аномально великими величинами вологовмісту.

Латыш Л.Г., Хохлов В.Н. Изменения режима влагосодержания почвы в Украине в 2011-2025 годах. Анализируются региональные особенности изменений влагосодержания почвы в Украине в 2011-2025 годах на основе расчетов модели GFDL по сценариям A1B, A2, B1. Анализ осуществляется при помощи индикаторов, учитывающих аномальные распределения режима влагосодержания в течение года в целом и отдельных сезонов. Показывается, что по всем сценариям на западной Украине существенно увеличивается количество годов с аномально высокими величинами влагосодержания.

Latysh L.G., Khokhlov V.N. Soil moisture content condition changes in Ukraine in 2011-2025. Regional features of Ukrainian soil moisture content changes in 2011-2025 are analyzed using GFDL's model calculations by scenarios A1B, A2, B1. The analysis is carried out by means of indicators, which allows abnormal distributions of soil moisture content conditions during whole year and certain seasons. It is shown that the number of years with abnormal high values of soil moisture content increase in western Ukraine for all scenarios.

UDC 551.509.324.3

I.A. Khomenko

Odessa State Environmental University

N.P. Chakina

Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

FREEZING PRECIPITATION IN THE UKRAINE

Keywords: freezing precipitation, freezing rain, freezing drizzle

Introduction. Freezing precipitation (FP), which causes icing of the parked, taking-off or landing aircraft and subsequently produces glaze, represents one of the weather phenomena that is hazardous for aviation. Despite all the present-day anti-icing facilities, accidents caused by icing still happen. The largedrop FP caused several fatal accidents in the 1990's, which led to understanding that the existing means of the aircraft protection against icing should be improved. In particular, this implies improvement of the forecasting efficiency of icing on aircraft, both at the surface and airborne. For this purpose, in a number of countries and under the support of the World Meteorological Organization (WMO), studies have been carried out on weather conditions and climatic characteristics of freezing precipitation [1]. Studies and forecasting of icing phenomena are of interest for a number of fields of economic activity, including communications, power engineering, transportation and housing.

In this paper, conditions associated with FP at 8 Russian and 4 Ukrainian airports are studied. The study is based on surface observations in these airports along with radiosonde data. The results outline specific features of weather conditions, vertical stratification of the atmosphere and synoptic situations at these airports, under FP in different climatic and physical-geographic conditions.

Data. For four airports of Odesa, Kyiv (Zhulyany), Lviv and Kharkiv, and also for five meteorological stations of Shepetivka, Dnipropetrovsk, Illichivsk, Krivyy Rih and Kolomak the surface observations for periods of 10 to 20 years are analyzed. The locations of these airports and stations are shown in Fig. 1.

The periods for which the data are available and the observation numbers for each station are shown in fig. 1. For the Kyiv, Odesa and Lviv airports the hourly data are available, and for other stations only 3-h observations are available during 1986–2001.

The cases of FP (including freezing rain, FR, freezing drizzle, FZ, and “FP during last hour”) are selected from the surface observations. The radiosonde data for which FP is observed within 2-h vicinity of the launching time are also collected.

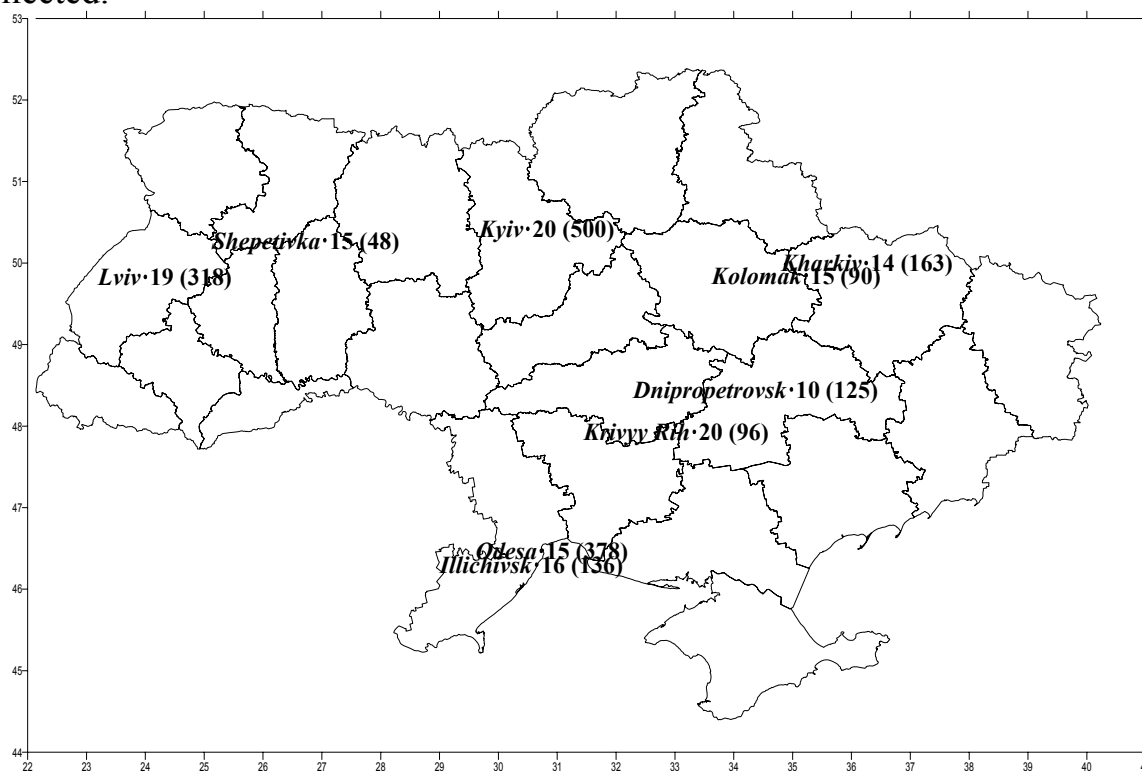


Fig. 1. – Locations of the airports and meteorological stations in Ukraine, for which the FP conditions are studied in the paper. The surface observation period (in years) is next to the station and number of the observation is in parenthesis.

Surface data. In the Ukraine the FP are observed from November to March with the exception of the Kyiv airport, where the FP may form also in October. The occurrence frequency of FP varies in a wide range: from 0.02 to 1.5 % and strongly depends on local circulations and climate conditions. A maximum monthly mean occurrence frequency corresponds to Kharkiv (1.5% in XII). At the other stations FP monthly mean maxima 1.35 (Kyiv, XII), 1.10% (Odesa,

Illichivsk, I), 0.78 % (Lviv, XII). For Kolomak and Dnipropetrovsk, the maximum monthly mean occurrence frequencies derived from the available data are about 1.0% (XI to I) and 1.45% (XII).

Both types of precipitation – freezing rain (FR) and freezing drizzle (FZ) – are geographically distributed: for Odesa, Illichivsk, Dnipropetrovsk a predominant type is the FR (56.6 and 59.4 % respectively), and for the other stations a predominant type is the FZ: from 66.7 (Shepetivka) to 85.0 % (Kyiv).

On the basis of the obtained results for the FP it may be supposed that maximum occurrence frequency of FR in the Odesa region was caused by two factors: by moist marine airmasses and by the Mediterranean storms. Weather in Dnipropetrovsk is also influenced by cyclonic activity, and therefore FR also frequently observed there. At the other sites the predominant type of FP is FZ that was induced by air-mass mechanism of FP formation.

The duration of the FP episodes, that is, the time period from the beginning to the end of the event, also varies largely: 55 to 83% of the episodes last less than 3 h at all airports.

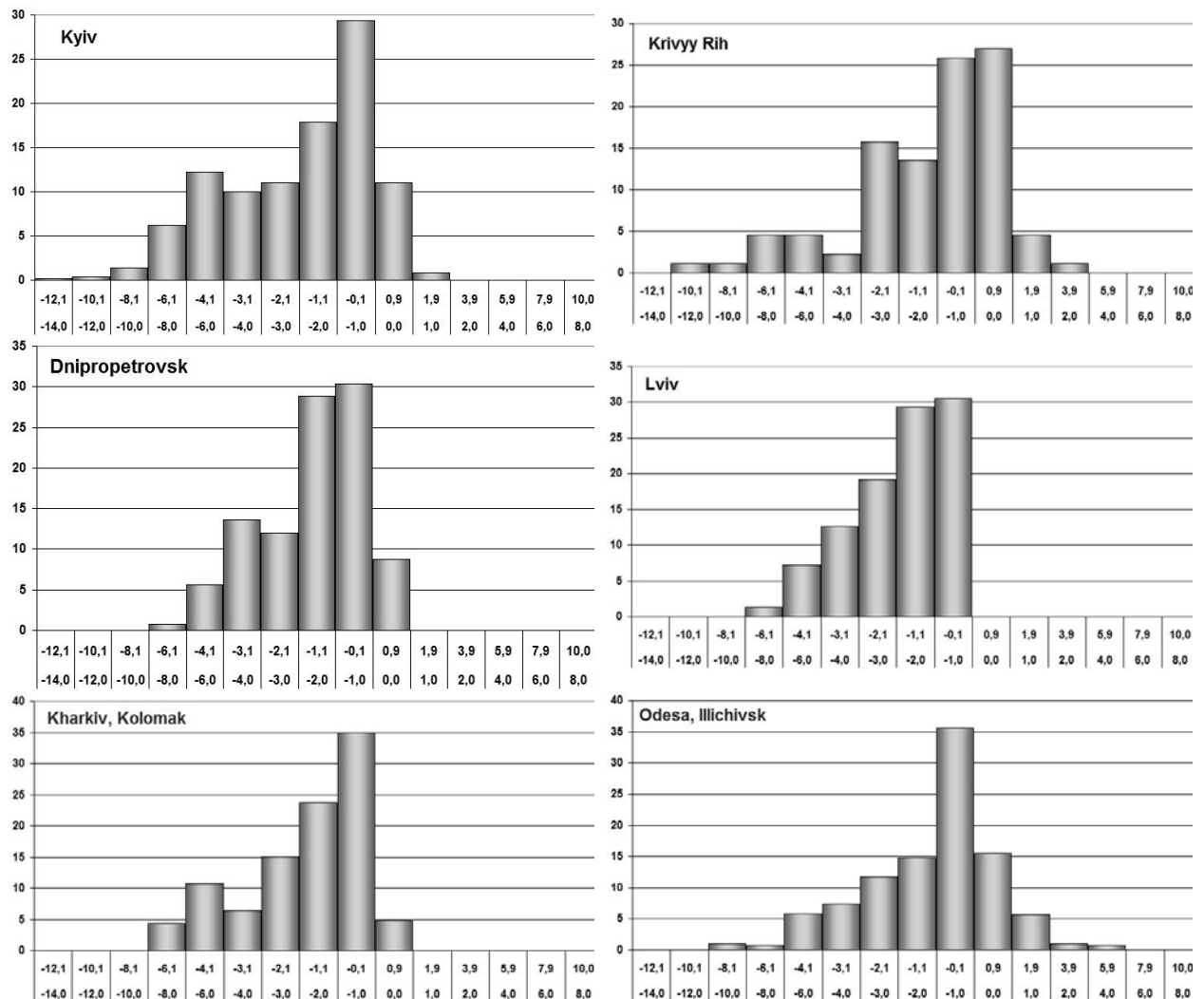


Fig. 2 – Frequency (%) of surface temperature (°C) associated with FP. Vertical axis – case percentage (%). Horizontal axis – surface temperature (°C). The FP cases for pairs of stations – Kharkiv–Kolomak and Odesa –Illichivsk – are analyzed together, as distances between the sites don't exceed 100 km.

The distributions of FP cases as dependent on surface air temperature, that is temperature at 2m above the surface, are shown in Fig. 2. Maximum number of the FP cases is observed under temperatures -2.0 to 0°C . At all sites, FP is not observed below -14°C . Everywhere, a certain, low number of the cases is observed under positive temperatures below 6°C .

The measured cloud base height (ceiling) is usually below 300m and is, on average, higher in the cases of FR than of FZ. The distributions of wind direction at the airports reflect local features of circulation in the lower layers. As a result, the differences between different sites are large (Table 1).

Table 1 - Distributions of FP cases as a function of surface wind directions: number of cases and % in parenthesis are given

	Kyiv	Odesa Illichivsk	Lviv	Kharkiv Kolomak	Dnipropetrovsk
N	19 (3.8)	141 (29.3)	23 (7.2)	1 (0.5)	4 (3.2)
NE	53 (10.6)	164 (34.0)	3 (0.9)	13 (7.0)	13 (10.4)
E	102 (20.4)	84 (17.5)	11 (3.4)	40 (21.5)	38 (30.4)
SE	77 (15.4)	7 (1.5)	80 (25.1)	54 (29.0)	30 (24.0)
S	61 (12.2)	7 (1.5)	7 (2.2)	23 (12.4)	3 (2.4)
SW	37 (7.4)	6 (1.2)	10 (3.1)	20 (10.8)	11 (8.8)
W	69 (13.8)	22 (4.6)	106 (33.3)	18 (10.0)	6 (4.8)
NW	46 (9.2)	48 (10.0)	63 (19.8)	5 (2.7)	4 (3.2)
Calm	36 (7.2)	2 (0.4)	15 (47.2)	12 (6.4)	16 (12.8)
Total	500	481	318	186	125

The winds from N, NE, E dominate in Odessa. In Dnipropetrovsk the winds with eastern component (NE, E, SE) prevail. In the central Ukraine (Kiev), the wind direction distribution is more homogeneous, because the contribution of the east winds, typical for the southern Ukraine, decreases, while westerly flows become more frequent.

Distributions of wind speeds are homogeneous enough: FP occurs under surface wind speeds below 7 m/s, in about 90% of the cases.

Radiosonde data. The radiosonde data are used to study the stratification of temperature and wind for the FP occurrence. The main purpose of the analysis is to reveal warm layers in the clouds, below and above them (stratification of “warm nose” type), and thus determine conditions in which the so called classical mechanism of FP formation can act. The classical mechanism suggests that the snow and ice particles, which precipitate from the cold upper part of the cloud, melt in the warm layer (inside or below the cloud) and then, in a form of droplets, fall into the lower cold layer, become supercooled droplets and finally freeze up at the surface.

The cloud top is estimated from the temperature and humidity profiles, as the level at which relative humidity decreases down to 95 or 90%. In the cases where these threshold values are not reached, statistical criteria are applied

[2,3,4]. The soundings associated with FP are classified with respect to warm layer positions (Table 3).

Table 2 – Classification of radiosonde derived temperature profiles in the cases of FP: number of cases and corresponding % (in parentheses) are given for each class

Class of temperature profile	Kyiv	Odesa
Warm nose	16 (23.2)	6 (26.1)
Warm top of the cloud	3 (4.3)	2 (8.7)
Warm layer above the cloud	6 (8.7)	3 (13.1)
Warm surface layer	7 (10.1)	5 (21.7)
Warm cloud	–	1 (4.4)
All cold	37 (53.7)	6 (26.0)
Total	69	23

It is found that the warm layers, in or below the clouds, are not frequent (23% of the cases in Kyiv and 26% – in Odessa). On the contrary, stratification of “all cold” type dominates. That is, FP from cold clouds is typical for Ukraine. Almost all (90 to 100%) soundings under FP reveal the temperature inversion layers within the lower 3 km.

Conclusions. 1. Freezing precipitation in the Ukraine represents a rare event, whose monthly maximum averaged occurrence frequency does not exceed a few percent. 2. The low clouds, which produce FP, are mainly cold. The classical stratification of “warm nose” type, with warm layer within the cloud, occurs, on average, in about 24% of FP cases, while “all cold” stratification – in about 40% of the cases. This result is important from a practical point of view. The existing schemes for FP forecasting are based on revealing the warm layers in or below the lower clouds [5–7]. It is evident now that this notion cannot be efficient in the situations typical for the Ukraine. Other approaches, in particular, probabilistic ones should be found. Investigations of FP conditions, using all of the available data, can provide useful indications for detection of areas with increased probability of FP.

References

1. A climatological study of surface freezing precipitation in Europe / Carriere, J.-M., Lainard, C., Le Bot, C., and Robart, F. // *Meteorol. Appl.*, 7, 1–10, 2000.
2. Conditions for freezing precipitation in the airports of Russia and CIS. 1. The Moscow airports, Russ./ Chakina, N.P., Skriptunova, E.N., and Ivanova. // *A.R Meteorol. Hydrol.*, 6, 40–58, 2003.
3. Chakina, N.P., Skriptunova, E.N., and Ivanova, A.R.: Conditions for freezing precipitation in the airports of Russia and CIS. II. The airport of Mineralnye Vody, Russ. *Meteorol. Hydrol.*, 2, 27–42, 2005a.
4. Chakina, N.P., Skriptunova, E.N., Ivanova, A.R., Khomenko, I.A., and Khomenko, G.V.: Conditions for freezing precipitation in the airports of Russia and CIS. III. The airport of Odessa, Russ. *Meteorol. Hydrol.*, 9, 5–18, 2005b.
5. Changnon, S.A.: Characteristics of ice storms in the US, *J. Appl. Meteorol.*, 42, 5, 630–639, 2003.
6. Development of a discriminant analysis mixed precipitation (DAMP) forecast model for Mid-Atlantic winter storms / Hux, J.D., Knappenberger, P.C., Michaels etc. // *Wea. Forecast.*, 16, 2, 248–259, 2001.
7. Robbins, C.C. and Cortinas Jr., J.V.: Local and synoptic environments associated with freezing rain in the contiguous United States, *Weat. Forecast.*, 17, 1, 47–65, 2002.

**КІНЕТИЧНА ЕНЕРГІЯ АТМОСФЕРИ ЯК КІЛЬКІСНИЙ
ПОКАЗНИК ІНТЕНСИВНОСТІ СИНОПТИЧНИХ ПРОЦЕСІВ**

Ключові слова: питома кінетична енергія, генерація та адвекція кінетичної енергії, синоптичний процес, циклон, антициклон, південні та пірнаючі циклони.

Збільшення кількості та інтенсивності небезпечних і стихійних явищ погоди, що спостерігається на нашій планеті і в Україні з 80-х років ХХ століття і за розрахунками міжнародних експертів буде зростати і в майбутньому, потребує дослідження механізмів цих змін. Кількість та інтенсивність стихійних явищ погоди визначається термодинамічною та енергетичною індивідуальністю баричних утворень, яка залежить від типу синоптичного процесу. Зміна цих факторів зумовлює зміну інтенсивності та повторюваності явищ погоди, створює регіональні особливості їх розподілу. Тому, одним із можливих шляхів виявлення механізмів цих змін є дослідження атмосферної циркуляції, інтенсивності синоптичних процесів, енергетики атмосфери та баричних утворень, їх регіональних особливостей.

Кількісним показником інтенсивності синоптичних процесів є енергетика баричних утворень. Їх питома кінетична енергія суттєво впливає на повторюваність стихійних метеорологічних явищ (СМЯ) погоди, особливо опадів: чим вона менша, тим більше на даній території спостерігається випадків дуже сильних дощів, особливо сильних злив і більшу площу вони займають.

Однією із головних проблем, які постають на першому етапі досліджень енергетики синоптичних вихорів, є визначення меж баричних утворень, у яких проводиться інтегрування різних видів енергії як по площині, так і в об'ємі. Ряд дослідників проводили розрахунки у межах еліпса або кола заданого радіусу, центром якого була точка з мінімальним або максимальним тиском [1-3]. Оскільки баричні утворення, як правило, мають різний розмір, то при такому підході, з однієї сторони, до циклону (антициклону) можуть бути віднесені і прилягаючі антициклонічні (циклональні) райони, а з іншої сторони, якщо баричне утворення дуже потужне, розраховуватиметься енергетика не усього баричного утворення. Виділення складових баричних утворень (передньої та тилової частини) здійснюється суб'єктивно [1-6], що також значно впливає на точність розрахунків. Тому для отримання об'єктивної оцінки інтенсивності та динаміки синоптичних вихорів, необхідно мати методику їх об'єктивної ідентифікації. Така методика об'єктивної ідентифікації баричних систем синоптичного масштабу (ОІБС) була розроблена [7]. Застосування цієї методики для дослідження енергетики атмосфери та синоптичних об'єктів, з

якими пов'язано виникнення небезпечних і стихійних явищ погоди дозволить краще зрозуміти природу цих явищ, механізм їх виникнення та характер прояву у регіонах України.

В основу досліджень енергетики баричних утворень атмосфери і, зокрема, кінетичної енергії, покладено метод розроблений Ківгановим А.Ф., Хохловим В.М [3-5]. Інтенсивність динамічних атмосферних процесів кількісно можна охарактеризувати величиною питомої кінетичної енергії. Для атмосферних процесів синоптичного масштабу кінетична енергія визначається кінетичною енергією горизонтального руху. Тоді, згідно [3] локальна зміна кінетичної енергії (в ізобаричній системі координат) у дивергентній формі матиме такий вигляд:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{V} K - \frac{\partial(\tau K)}{\partial P} - \vec{V} \nabla H + D, \quad (1)$$

де $K = (u^2 + v^2)/2$ - питома кінетична енергія; $\vec{V}(u, v)$ - вектор швидкості вітру; H - геопотенціал; τ - ізобарична вертикальна швидкість; ∇ - оператор набла; D - дисипативний член.

У рівнянні (1) перші два члени праворуч - горизонтальний і вертикальний потоки кінетичної енергії, третій член - генерація кінетичної енергії за рахунок сили баричного градієнту, останній член праворуч - залишковий член рівняння балансу. Розрахунки проводилися для шарів атмосфери, розташованих через 10гПа, тому вертикальною складовою, а відповідно і зміною питомої кінетичної енергії за рахунок вертикальної адвекції, можна знехтувати [3-5].

Відповідно до зроблених теоретичних викладок розроблено алгоритм та програмне забезпечення розрахунків величини питомої кінетичної енергії (K) та складових балансу кінетичної енергії (адвекції, генерації кінетичної енергії) у вузлах регулярної сітки. Використовуючи розроблену методику об'єктивної ідентифікації баричних систем синоптичного масштабу [7], отримали середні значення величини цих факторів для теплого періоду року та в окремі місяці, для баричних систем синоптичного масштабу та їх складових, а також для атмосфери в цілому при різних синоптичних процесах, встановили їх особливості у регіонах України та при виході на її територію циклонів, що сформувались у різних регіонах. В роботі досліджувалась, насамперед, енергетика вихорів, що зумовлюють небезпечні і стихійні опади в регіонах України. Дослідження здійснювались за даними об'єктивного аналізу чисельної моделі ВНДГМІ СЦД на стандартних ізобаричних поверхнях (1000, 850, 700гПа) за теплий період 1992-2003рр. Розрахунок проводився по фактичним значенням геопотенціалу, температури, складовим вітру та дефіциту точки роси у вузлах регулярної сітки розміром 10×10 точок і з кроком 300км. Обчислення проводились для центральної точки квадрату регулярної сітки. При дослідженні енергетики циклонів, що зумовлювали небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні, було використано близько 200 випадків циклонів, що виходили або утворювались в країні у теплий період з 1992 по 2003 рік. Осереднення здійснювались у межах ідентифікованих баричних утворень та

їх складових. Розрахунки проводилися через кожні 12год, а потім узагальнювалися за місяць, теплий період (квітень-вересень), рік і за увесь період досліджень.

Питома кінетична енергія. Аналіз отриманих розрахунків показав, що середня питома кінетична енергія одиничної маси повітря у теплий період в Україні на AT_{1000} становить 18,9 Дж/кг, що відповідає середній швидкості руху біля 6 м/с. Отримані величини добре узгоджуються з кліматичними даними про середню швидкість вітру біля земної поверхні у цей період [8]. Величина питомої кінетичної енергії одиничної маси повітря змінюється [1-3]. Протягом теплого періоду найбільшу кінетичну енергію атмосфера має у квітні та вересні (26,3 та 20,8 Дж/кг, відповідно), коли в помірних широтах спостерігається активна циклонічна діяльність. Влітку вона значно зменшується і досягає мінімуму у липні – серпні (15,3-16,3 Дж/кг).

З висотою кінетична енергія атмосфери зростає. Аналіз сезонних вертикальних профілів питомої кінетичної енергії в баричних утвореннях синоптичного масштабу підтвердив цей факт. Ріст K з висотою характерний для усього баричного поля. Найбільше він проявляється взимку, а найменше – влітку, особливо у липні, коли кінетична енергія в Україні має найменші значення в усіх баричних утвореннях (табл. 1). У холодний період, коли спостерігається активізація циклонічної діяльності – вона зростає [1-3].

Таблиця 1 – Середня питома кінетична енергія нижньої тропосфери та її адвекція у теплий період в Україні

Ізобарична поверхня, гПа	Параметри атмосфери	Місяць						Теплий період
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	
1000	$K, \text{ Дж/кг}$	26,3	17,7	17,2	15,3	16,3	20,8	18,93
	$\nabla \overline{VK}, \text{ Вт/м}^2 \times 100 \text{ км/12 год}$	0,12	-0,27	0,42	-0,10	0,06	-0,02	0,03
850	$K, \text{ Дж/кг}$	28,37	23,22	20,73	14,10	23,26	23,79	22,24
	$\nabla \overline{VK}, \text{ Вт/м}^2 \times 100 \text{ км/12 год}$	0,01	0,04	0,63	0,02	0,21	-0,20	0,12
700	$K, \text{ Дж/кг}$	42,15	35,99	34,24	24,64	26,79	36,00	33,30
	$\nabla \overline{VK}, \text{ Вт/м}^2 \times 100 \text{ км/12 год}$	-0,49	0,60	0,62	-0,05	0,52	-0,39	0,13

При виході на територію України циклонів питома кінетична енергія атмосфери зростає. В цілому, кінетична енергія північних циклонів значно більша, ніж південних (36,8 і 23,8 Дж/кг відповідно). У передній частині північних вихорів вона вдвічі більша, ніж у тиловій, на відміну від південних вихорів, у яких переважає K у тиловій частині. Різниця між їх величинами у передній і тиловій частинах значно менша. Найбільше K зростає при виході циклонів на західні та центральні області України (38,5 і 32,3 Дж/кг відповідно). При цьому майже на всій території країни, за

винятком північних областей, цей ріст зумовлений збільшенням K у тиловій частині баричних утворень. Лише на півночі спостерігається значний ріст K у їх передній частині.

При виході *північних циклонів* найбільше зростає питома кінетична енергія атмосфери в центральних, південних і північних областях України. При цьому, найпотужніші енергетичні зони у цих регіонах спостерігаються у передній частині баричних утворень, особливо в арктичній повітряній масі. При виході *південних циклонів* найбільший ріст кінетичної енергії спостерігається у західних і центральних областях України, особливо у тиловій частині фронтальних баричних утворень, які сформувались у зоні полярного фронту. На сході країни спостерігається зменшення кінетичної енергії при південних синоптичних процесах.

Аналіз результатів обчислень середньої питомої кінетичної енергії одиничної маси повітря при виході південних циклонів, що виникали у різних регіонах і рухались в Україну різними траєкторіями, показав, що найбільшу енергетику має атмосфера при виході циклонів, які утворюються в районі Егейського моря і Балканського півострова – 29,6 Дж/кг. Тобто ці циклони є найбільш інтенсивними баричними утвореннями. Цей факт також підтверджують дані про мінімальний тиск у їх центрі та про швидкість переміщення. Найінтенсивніші енергетичні зони спостерігаються у передній частині баричних утворень.

Великі значення K спостерігаються в атмосфері і при виході циклонів, що сформувались у районі Італії та Адріатичного моря. Для них характерні значні запаси K у тиловій частині баричних утворень, особливо в помірній повітряній масі (45,8 Дж/кг).

При виході циклонів, що утворюються поблизу території України (захід Чорного моря, Нижньодунайська низина) атмосфера має в цілому незначний запас K – 20,2 Дж/кг, але при цьому в тиловій частині баричних утворень спостерігаються зони, у яких K може досягати великих значень – 73,8 Дж/кг. Велика різниця між величиною K у передній і тиловій частині цих баричних утворень підтверджує, що ці циклони є молодими утвореннями.

Отримати надійні висновки про особливості енергетики атмосфери України у теплий період при виході циклонів, що утворюються в інших регіонах (особливо північних) неможливо через недостатню кількість даних об'єктивного аналізу за цей період.

Горизонтальна адвекція потоку кінетичної енергії. Як зазначалось вище, величина кінетичної енергії баричних утворень синоптичного масштабу визначається кінетичною енергією горизонтального руху, а саме горизонтальною адвекцією K та її генерацією у даному баричному утворенні. Аналіз отриманих розрахунків показав, що в Україні у теплий період у нижній тропосфері спостерігається зростання кінетичної енергії – 0,03 Вт/м², при цьому передня частина баричних утворень є переважно областю притоку K (0,25 Вт/м²), а тилова – стоку (-0,13 Вт/м²). Оскільки зростання K значно переважає її стік, то в результаті в атмосфері

спостерігаються додатні величини горизонтальної адвекції потоку кінетичної енергії. Найбільшої величини приток K сягає у червні ($0,42 \text{ Вт/м}^2$). У цьому місяці спостерігається адвекція K як у передній, так і в тилівій частинах баричних утворень. Мінімальних значень ріст K у нижній тропосфері набуває у вересні, коли у тилівій частині баричних утворень значно переважає стік K . З висотою горизонтальна адвекція потоку кінетичної енергії зростає (табл. 1).

Аналіз горизонтальної адвекція потоку кінетичної енергії в циклонах та антициклонах, що виходять у теплий період року в Україну, показав, що в областях високого тиску з часом спостерігається зростання кінетичної енергії, а в областях низького тиску – зменшення. У циклонах найбільший сток K спостерігається у квітні, особливо у їх тилівій частині ($-1,7 \text{ Вт/м}^2$). Для антициклонів характерне максимальне зростання K у цьому місяці.

При виході циклонів в Україну в атмосфері переважає дисипація кінетичної енергії, яка набуває найбільших значень в помірній повітряній масі ($-7,3 \text{ Вт/м}^2$). Найбільш яскраво такий розподіл спостерігається при виході південних циклонів.

У регіонах України горизонтальна адвекція кінетичної енергії при виході циклонів має свої особливості, зумовлені циркуляцією у цих регіонах. На переважній більшості території країни спостерігається ріст K , який сягає найбільших значень на заході (за рахунок великих значень адвекції K в арктичній повітряній масі). Винятком є лише східні області України, в яких спостерігається зменшення K , особливо при виході південних циклонів і найменший приток при виході північних. При виході циклонів з північною складовою в усіх регіонах країни переважно спостерігається ріст горизонтальної адвекції K (більший у центральних областях, а менший – на сході).

При виході південних циклонів в Україні спостерігається зменшення кінетичної енергії, яке сягає найбільших значень у східних ($-1,73 \text{ Вт/м}^2$) і центральних ($-0,31 \text{ Вт/м}^2$) областях країни. Від'ємну горизонтальну адвекцію K атмосфери при виході південних циклонів, зумовлюють баричні утворення, що виникають на заході Чорного моря та над Нижньодунайською низиною, які мають найбільшу повторюваність у теплий період. Саме для цих вихорів характерний сток K , який набуває найбільших значень в помірній повітряній масі ($-7,14 \text{ Вт/м}^2$).

При виході в Україну інших південних циклонів спостерігається ріст адвекції K в атмосфері, який має найбільші значення при виході баричних утворень, які сформувались над Середньодунайською низиною. При цьому найбільших значень він набуває у фронтальній зоні. Асиметрія горизонтальної адвекції K між передньою і тиловою частинами цих вихорів свідчить про те, що вони належать до молодих утворень. Розподіл адвекції K в атмосфері при виході циклонів, що виникають поблизу Італії та над Балканським півостровом, має деякі відмінності. Вони, в цілому, мають значно менший приток K і незначну асиметрію адвекції K між передньою і тиловою частинами цих вихорів, що свідчить про те, що ці баричні

утворення в Україні знаходяться на стадії максимального розвитку і заповнення. Цей висновок підтверджують отримані дані про те, що значна частина цих баричних утворень заповнюється в Україні.

Генерація кінетичної енергії. Генерація кінетичної енергії в атмосфері відіграє велику роль в еволюції баричних утворень. Розвиток і переміщення атмосферних вихорів відбувається у першу чергу за рахунок кінетичної енергії, що генерується у їх передній (в циклоні) або тиловій (в антициклоні) частині. Генерація кінетичної енергії в атмосфері здійснюється переважно під впливом зародження і подальшого розвитку синоптичних вихорів [1-3]. Розвиток вихорів у великій мірі залежить від їх географічного положення, оскільки джерела тепла характеризуються такою ж залежністю. За даними Пальмена [2], середнє значення генерації кінетичної енергії у позатропічних областях взимку становить $5,3 \text{ Вт/м}^2$, влітку воно менше і є від'ємним у північній півкулі. В циклонах, що утворюються в зоні полярного фронту, взимку, за даними цього ж автора генерація кінетичної енергії становить $16-21 \text{ Вт/м}^2$. Ківганов А.Ф., Хохлов В.М., Семенова І.Г. [3-5] отримали величини складових балансу кінетичної енергії та вологовмісту південних, західних та пірнаючих циклонів, що виходять в Україну у холодний період. Згідно отриманим даним, середня величина генерації кінетичної енергії в шарі атмосфери $1000-850 \text{ гПа}$ в південних циклонах коливається від $-2,8$ до $4,1 \text{ Вт/м}^2$, а в пірнаючих – від $0,7$ до $11,9 \text{ Вт/м}^2$.

Аналіз проведених розрахунків величини генерації кінетичної енергії показав, що в Україні у нижній тропосфері у теплий період переважає генерація кінетичної енергії ($0,11 \text{ Вт/м}^2$), яка за своєю величиною співрозмірна з її адвекцію. Енергія утворюється як у передній, так і в тиловій частині баричних утворень. При цьому, у граничному шарі атмосфери у передній частині баричних утворень кінетичної енергії генерується більше, ніж у тиловій.

Генерація кінетичної енергії з висотою також значно змінюється. Її зміна залежить від типу баричного поля. В областях низького тиску у теплий період генерація кінетичної енергії з висотою зростає, особливо у тиловій частині баричних утворень, а в холодний – зменшується. В областях підвищеного тиску – навпаки. Найкраще така залежність простежується в шарі атмосфери $1000-850 \text{ гПа}$.

Сезонна зміна генерації кінетичної енергії зумовлена сезонною зміною її адвективного і здвигового факторів. У теплий період в Україні, в областях високого тиску, спостерігається генерація кінетичної енергії, а в областях низького тиску – дисипація. Це призводить до того, що з часом в областях високого тиску спостерігається ріст кінетичної енергії, а в областях низького тиску – зменшення. Найбільших значень вона досягає у травні ($0,25-0,51 \text{ Вт/м}^2$), а найменших – у липні. У травні в Україні найбільша генерація кінетичної енергії спостерігається в антициклонах. У цей період фіксується і найменша дисипація – в циклонах. Це зумовлено тим, що у травні адвективний і здвиговий фактори мають найбільші значення, а в липні – найменші. У квітні та вересні у нижній тропосфері переважають

області зниженого тиску, які і зумовлюють дисипацію енергії у цей період. Незначна кількість K утворюється також у липні, коли в країні спостерігається активний місцевий циклогенез.

Аналіз генерації кінетичної енергії в циклонах та антициклонах у теплий період року в Україні показав, що області високого тиску являються джерелами K , а низького – областями її стоку (дисипації). Це явище краще простежується у нижньому шарі тропосфери (1000-700 гПа), ніж біля земної поверхні, де на генерацію кінетичної енергії дуже впливає підстильна поверхня. Середня величина генерації K в циклонах у цьому шарі тропосфери становить – мінус $0,57 \text{ Вт/м}^2$, а в антициклонах – $0,32 \text{ Вт/м}^2$, при цьому у центральній частині баричних утворень вона більша, ніж на периферії. У передній частині циклонів переважає генерація K , а в тилівій – дисипація; в антициклонах – навпаки.

Протягом теплого періоду середня величина генерації K в циклонах змінюється мало. Лише у вересні ці баричні утворення мають дещо більшу дисипацію K , а в травні вона значно зменшується і може навіть стати додатною, особливо в баричних утвореннях, що виникають в однорідній арктичній повітряній масі.

В антициклонах найбільша генерація K спостерігається у травні ($0,74 \text{ Вт/м}^2$), а найменша – у липні та вересні ($\sim 0,2 \text{ Вт/м}^2$). При цьому для баричних утворень, що виникають в арктичній повітряній масі та в зоні арктичного фронту характерні найвищі значення генерації K (за рахунок дуже інтенсивних процесів у тилівій частині цих баричних утворень). При виході циклонів в Україну у нижній тропосфері переважає дисипація кінетичної енергії ($-0,36 \text{ Вт/м}^2$). Найбільших значень вона набуває у зоні полярного фронту ($-0,92 \text{ Вт/м}^2$). Виняток становить лише однорідна помірною маса, у якій при даному процесі спостерігається дуже інтенсивна генерація K – до $4,01 \text{ Вт/м}^2$.

При виході південних циклонів дисипація K в атмосфері дещо більша, ніж при виході північних. При цьому, найбільш інтенсивно вона відбувається в арктичній повітряній масі ($-2,3 \text{ Вт/м}^2$) та у зоні арктичного фронту ($-1,6 \text{ Вт/м}^2$). У помірній повітряній масі спостерігається інтенсивне утворення K ($3,8 \text{ Вт/м}^2$). Для зони полярного фронту характерна незначна ($-0,77 \text{ Вт/м}^2$) дисипація K , яка зростає втричі при виході північних циклонів ($-2,1 \text{ Вт/м}^2$) і визначає в цілому знак генерації K в атмосфері при цьому процесі. В однорідній повітряній масі та у зоні полярного фронту спостерігається генерація K при виході циклонів з північною складовою, яка набуває максимальних значень у помірній повітряній масі.

У регіонах України генерація кінетичної енергії нижньої тропосфери при виході циклонів має свої особливості. На переважній більшості території країни, за винятком південного сходу, при виході циклонів спостерігається дисипація K . Такі регіональні особливості розподілу генерації кінетичної енергії в Україні при виході циклонів, в цілому, зумовлюють південні баричні утворення, які у цей період переважають.

Найбільших величин дисипація K у нижній тропосфері сягає при виході циклонів, що утворюються в районі Середньодунайської низини, оскільки саме в цих баричних утвореннях мінімум ($-3,5 \text{ Вт/м}^2$). Це явище спостерігається як у передній, так і тилівій частині баричних утворень. При цьому у тилівій частині вона значно переважає. У помірній повітряній масі дисипація K набуває найбільших значень ($-10,3 \text{ Вт/м}^2$). У фронтальних зонах, особливо арктичній, цей процес має меншу інтенсивність.

Дисипація K у нижній тропосфері України спостерігається і при виході південно-західних циклонів (баричних утворень, що виникають в районі Італії, Адріатичного моря та Егейського моря і Балканського півострова), але вона має значно меншу інтенсивність ($-0,85$ і $-0,01 \text{ Вт/м}^2$ відповідно). При цьому середня генерація K в самих баричних утвореннях становить $-2,1$ і $0,42 \text{ Вт/м}^2$ відповідно. Це явище характерне для нижньої тропосфери України і при виході циклонів, що утворюються на заході Чорного моря та у районі Нижньодунайської низини ($0,15 \text{ Вт/м}^2$ у атмосфері в цілому і $0,64 \text{ Вт/м}^2$ в циклонах). Велика асиметрія між значеннями генерації K у передній і тилівій частинах цих циклонів свідчить також про те, що ці вихори належать до молодих баричних утворень. При виході вихорів з північною складовою у нижній тропосфері України спостерігається дисипація K , яка значно більша, як по інтенсивності (особливо у північних та центральних областях), так і по площі, ніж при виході південних циклонів.

Таким чином, у теплий період у нижній тропосфері України генерація K зростає і поширюється на більшу площу при виході циклонів з південною складовою. Чим більшу південну складову має циклон, що виходить в Україну, тим більша генерація K спостерігаються у нижній тропосфері. Із зростанням північної складової переміщення вихорів генерація K зменшуються і переходить у дисипацію.

Щорічні коливання величини та знаку складових бюджету кінетичної енергії атмосферних вихорів. Спектральний аналіз величини питомої кінетичної енергії, її адвекції та генерації показав що у теплий період для них характерна періодичність 2-3, 4-6, та 12 рр. Така ж періодичність характерна і для повторюваності стихійної кількості опадів та значного вологовмісту атмосфери в Україні [9-11].

Аналіз динаміки середньої питомої кінетичної енергії циклонів та антициклонів на AT_{1000} у теплий період свідчить, що в 90-х роках ХХ ст. в областях низького тиску спостерігався ріст кінетичної енергії, який уповільнився в кінці століття. У період, коли в Україні з'явилась тенденція до значимого збільшення кількості випадків СМЯ, кінетична енергія атмосфери почала зменшуватись. Найбільш значимо зменшилась кінетична енергія північних циклонів. У цих баричних утвореннях зменшення кінетичної енергії було зафіксоване майже з середини 90-х рр. ХХ ст. Дослідження [9,11] швидкості переміщення та мінімального тиску північних циклонів на шляху до України, на її території та за її межами у цей період підтвердили цей висновок. В усіх регіонах країни на початку ХХІ ст.

спостерігається значне зменшення швидкості цих баричних утворень і їх поглиблення, особливо при переміщенні через південні області. Аналіз середньої швидкості південних циклонів за цей період також показав, що на початку ХХІ ст. їх швидкість до України зменшилася, за винятком циклонів, які прямували на центральні і східні області країни. Середній мінімальний тиск у центрі циклонів, зумовлених південним синоптичним процесом, також зменшився як до України, так і на її території, тобто вони стали більш глибокими [9,11].

Аналіз динаміки середньої горизонтальної адвекції кінетичної енергії циклонів та антициклонів теплого періоду протягом 1992 - 2003рр. показав, що у цей період в Україні спостерігалась тенденція до зменшення її величини в областях низького тиску і зростання в областях високого тиску. Така тенденція була зумовлена процесами, що відбувались у передній частині баричних утворень. Величина середньої генерації кінетичної енергії циклонів та антициклонів у шарі атмосфери 1000-700гПа у теплий період на початку 90-х років ХХ ст. зменшувалась, а з середини 90-х спостерігається її стійкий ріст, який досяг найбільшого значення на початку ХХІ ст.

Висновки.

- Кінетична енергія північних циклонів значно більша, ніж південних, при цьому найпотужніші енергетичні зони спостерігаються у передній частині баричних утворень, де кінетична енергія вдвічі більша, ніж у тилівій, на відміну від південних вихорів, у яких K переважає у тилівій частині.

- Чим більшу південну складову має циклон, який виходить в Україну, тим більша генерація K спостерігається у нижній тропосфері. Із зростанням північної складової переміщення вихорів генерація K зменшується і переходить у дисипацію (найбільших значень дисипація K досягає при виході західних циклонів – баричних утворень, що сформувались у районі Середньодунайської низини). Із зростанням південної складової переміщення вихорів збільшується і приток вологи в атмосфері.

- Повторюваність та інтенсивність СМЯ залежить від енергетики та вологовмісту баричних утворень, зумовлених певним синоптичним процесом. Оскільки складові, які впливають на повторюваність СМЯ мають періодичний характер, то й періоди з підвищеною/зниженою кількістю випадків небезпечних і стихійних опадів у теплий період також мають коливальний характер. Для них характерна періодичність 2-3, 4-5, 9-12 років. На початку ХХІ ст. в Україні спостерігалось зменшення кінетичної енергії циклонічних вихорів і зростання їх вологовмісту.

Література

1. Пинус Н.З. Аерология: Монография / Н.З. Пинус, С.М. Шметер.– Л. : Гидрометеоздат, 1965. – 352 с.
2. Пальмен Э. Циркуляционные системы атмосферы: Монография / Э. Пальмен, Ч. Ньютон.– Л. : Гидрометеоздат, 1973. – 616 с.
3. Кивганов А.Ф. О физической интерпретации механизма генерации кинетической энергии в атмосфере / А.Ф.Кивганов, В.Н. Хохлов // Метеорология, климатология и гидрология. – 1997. – Вып. 33. – С. 62–64.
4. Кивганов А.Ф. Энергетические характеристики циклонов,

влияющие на погодные условия Украины / А.Ф. Кивганов, И.Г. Семенова, В.Н. Хохлов. – Одесса: ОГМИ, 1995. – 30 с. 5. Хохлов В.Н. Особенности распределения кинетической энергии и влагосодержания в южных циклонах / В.Н. Хохлов // Метеорология, климатология и гидрология. - 1997. - Вып. 34. - С. 13-21. 6. Семенова И.Г. Термические и динамические характеристики ныряющих циклонов, влияющие на погодные условия Украины / И.Г. Семенов // Метеорология, климатология и гидрология. – 1997. – Вып. 34. – С. 21–25. 7. Балабух В.О. Об'єктивна ідентифікація баричних систем синоптичного масштабу / В.О. Балабух // Вісник Київського Університету. Сер. Географія. - 2005. - №51. 8. Клімат України. – К. : Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с. 9. Балабух В.О. Інтенсивність синоптичних процесів, що зумовлюють стихійну кількість опадів у теплий період, та її мінливість наприкінці ХХ – початку ХХІ ст. / В.О. Балабух // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - 2008. - Вип. 50. - С. 130-135. 10. Школьный Е.П., Волконская Н.К. Естественные ортогональные составляющие месячных сумм осадков на Украине / Е.П. Школьный, Н.К. Волконская // Тр. УкрНИГМИ. - 1976. - Вып. 134. 11. Балабух В.О. Траекторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні у теплий період року / В.О. Балабух // Наук. пр. УкрНДГМІ. - 2004. - Вип. 253. - С. 37-49.

Балабух В.О. Кінетична енергія атмосфери як кількісний показник інтенсивності синоптичних процесів. Для теплого періоду року встановлено середні значення величини питомої кінетичної енергії та складових балансу кінетичної енергії у нижній тропосфері в цілому та в баричних утвореннях при різних синоптичних процесах в Україні. Показано їх особливості у регіонах країни. Виявлено їх вплив на повторюваність випадків дуже сильних дощів і сильних злив в Україні.

Балабух В.А. Кинетическая энергия атмосферы как количественный показатель интенсивности синоптических процессов. Для теплого периода года установлено средние значения величины удельной кинетической энергии и составляющих баланса кинетической энергии в нижней тропосфере в целом и в барических образованиях при разных синоптических процессах в Украине. Показано их особенности в регионах страны. Выявлено их влияние на повторяемость случаев очень сильных дождей и сильных ливней в Украине.

Balabukh V. Kinetic energy of atmosphere as a quantity indicator of intensity of synoptic processes. The average values of specific kinetic energy and components of kinetic energy balance in the bottom troposphere as a whole and in baric formations at different synoptic processes are established in Ukraine for the warm period of year. Their feature is shown in regions of the country. Their influence on repeatability of cases of very strong rains and strong downpours in Ukraine is revealed.

УДК 551.582 (52/57 + 583)

**В.М. Бабіченко, Н.В. Ніколаєва,
С.Ф. Рудішина, Л.М. Гущина**

Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут

ЗМІНИ ПЕРЕХОДУ СЕРЕДНЬОЇ ДОБОВОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ ЧЕРЕЗ 0⁰С ВОСЕНИ В УМОВАХ СУЧАСНОГО КЛІМАТУ

Важливою характеристикою термічного режиму є дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через визначені межі, особливо через 0, 5, 10, 15⁰С, які дають уявлення про темпи підвищення і зниження температури повітря протягом року. За строками стійкого

переходу середньої добової температури повітря через певні межі виділяють кліматичні сезони року.

Кліматологічна інформація про дати переходу середньої добової температури повітря через різні межі і тривалість періодів з температурою вище зазначених меж має широкий спектр застосування, особливо у сільському виробництві (визначення строків сівби, збирання урожаю і т. ін.)

Стійкий перехід середньої добової температури повітря через 0°C поділяє рік на холодний (листопад-березень) і теплий (квітень-жовтень) періоди, кожний з яких має свої особливі радіаційні, синоптичні, температурні умови.

Холодний період (зимовий) починається зі стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C у бік зниження. У цей час погодні умови формуються переважно під впливом циркуляції атмосфери, посилюється циклонічна діяльність і пов'язана з нею адвекція холодного повітря. Роль радіаційного фактора значно зменшується, що зумовлено астрономічними чинниками (висота Сонця, тривалість дня), нівелюється вплив підстильної поверхні.

Восени найраніше (середина листопада) на рівнинній території перехід середньої добової температури повітря через 0°C здійснюється на крайньому північному сході (рис. 1).

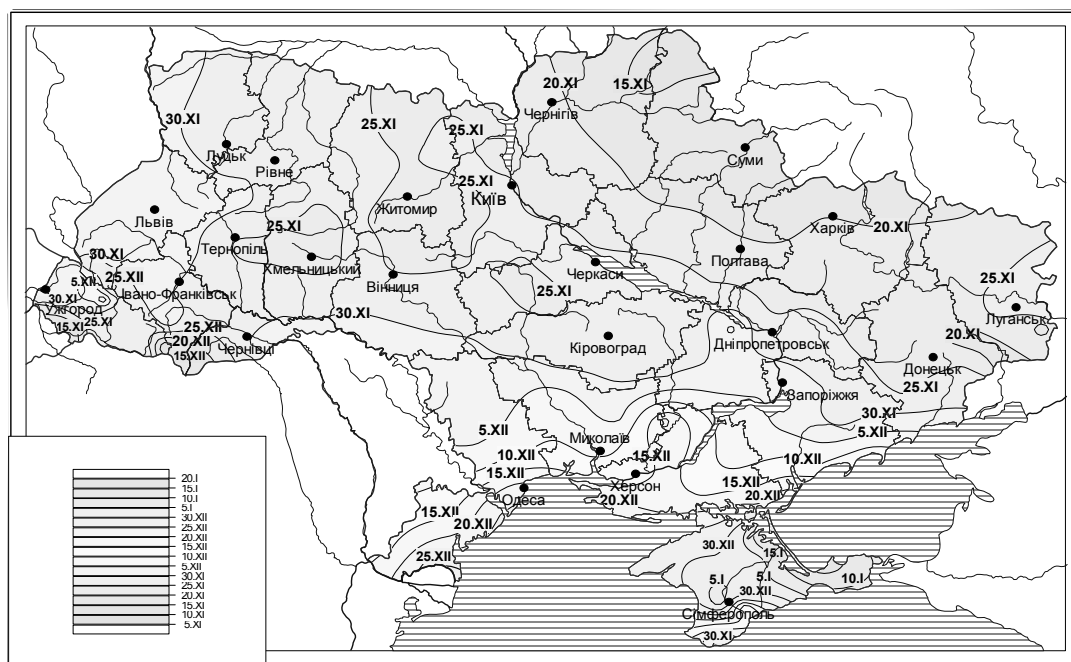


Рис. 1 – Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени. 1961-2005 рр.

Ці райони першими зазнають впливу холодних арктичних мас повітря з охолодженого континенту. Ізохрони переходу температури повітря через 0°C мають напрям з північного сходу на південь і південний захід. Із просуванням у цьому напрямі перехід температури повітря через 0°C зміщується на більш пізні строки. У крайніх західних районах він припадає

на кінець листопада – початок грудня, що спричинено частими вторгненнями у ці райони теплих повітряних мас з Атлантики. У центрі країни перехід такої температури здійснюється у третій декаді листопада, на півдні – у першій половині грудня, а в степовому Криму – наприкінці грудня – початку січня. На південному заході і західному узбережжі Криму, внаслідок того, що прогріте за літо море довго зберігає тепло, перехід температури через 0⁰C відбувається лише наприкінці грудня. Ізохрони тут помітно згущуються, повторюючи форму берегової лінії. На Південному березі Криму, захищеному Кримськими горами із заходу і півночі від холодних вторгнень та омитою теплими водами Чорного моря, стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰C не буває. Уздовж р. Дніпро і водосховищ перехід середньої добової температури повітря через 0⁰C також зміщується на більш пізні строки внаслідок утеплювального впливу водної поверхні.

Рівномірний хід встановлення середньої добової температури повітря 0⁰C, властивий рівнинній території, порушується на височинах (Донецька, Приазовська), де перехід температури повітря через 0⁰C відбувається на декілька днів раніше. Вертикальний градієнт дати переходу середньої добової температури повітря через 0⁰C восени для Донецької і Приазовської височин становить 6 днів (табл. 1).

Таблиця 1 – Градієнти (γ) дат стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰C восени зі збільшенням висоти на кожні 100 м

Українські Карпати	γ , дні	Кримські гори	γ , дні	Донецька і Приазовська височини	γ , дні
північно-східний схил	- 2,1	Північний схил	- 4,0		-6,0
південно-західний схил	- 2,8	Південний схил	- 5,1		

В Українських Карпатах формуються складні зимові умови, які суттєво позначаються на переході середньої добової температури повітря через 0⁰C. У цей період тут циркуляція атмосфери досягає найбільшого розвитку. Відбувається часта зміна атмосферних процесів, проте переважаючою є циклонічна діяльність. Надходження холодного повітря зі Скандинавії у тилу атлантичних циклонів спричинює зниження температури повітря, що супроводжується ожеледдю, хуртовиною. Особливо часто ці явища проявляються на північно-східному схилі. Найраніше (початок листопада) перехід середньої добової температури повітря через 0⁰C відмічається у високогірних районах (висота 1000 м і вище). Зі зменшенням висоти як на північно-східному, так і на південно-західному схилах перехід зміщується на більш пізні строки (кінець листопада). Найпізніше він здійснюється на Закарпатській низовині. Показником зміни дат переходу середньої добової температури повітря через 0⁰C у гірських умовах є вертикальний градієнт, який на північно-східному схилі становить 2 дні, а

на південно-західному – 3 дні на кожні 100 м висоти (табл. 1). В Українських Карпатах ізохрони згущуються і збігаються з напрямом ізогіпс.

Друга гірська система України – Кримські гори, незважаючи на південне місцезооложення і відносно невелику висоту, також характеризуються різноманітним температурним режимом. Чітка вертикальна зональність позначається на строках переходу середньої добової температури повітря через 0°C , як і в Українських Карпатах. Найраніше (кінець листопада – початок грудня) цей перехід відмічається у високогірних районах (Ай-Петрі) внаслідок постійного надходження холодних повітряних мас із верхніх шарів атмосфери. Зі зменшенням висоти перехід температури повітря через 0°C зміщується на початок січня. Вертикальний градієнт дати переходу середньої добової температури повітря через 0°C для північного схилу становить 4 дні, для південного він дещо більший – 5 днів на кожні 100 м висоти. У Кримських горах ізохрони також згущені і повторюють напрям ізогіпс.

Просторово-часовий розподіл стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C : з півночі на південь перехід протягом місяця, з урахуванням степових районів Криму – упродовж 45 днів, а з узбережжям морів збільшується до 50 – 60 днів. У напрямі зі сходу на захід він скорочується до 5-10 днів, за винятком Українських Карпат. Отже, охолодження території з півночі на південь здійснюється повільніше, ніж зі сходу на захід.

В окремі роки середня добова температура повітря 0°C і нижче може встановлюватися майже повсюдно за 10 днів або перевищувати 50 днів.

Основні статистичні характеристики дат стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C наведено у табл. 2. До 1986 р. найбільш пізній стійкий перехід середньої добової температури повітря через 0°C *восени* спостерігався у 1960 р. в Києві і Полтаві 28 грудня, Харкові 27 грудня, Вінниці 25 грудня; а найбільш ранній у Полтаві 23 жовтня 1920 р.

Ранній або пізній перехід середньої добової температури повітря через 0°C може значно відхилитися від середньої дати залежно від властивостей повітряних мас, що надходять.

Ранній перехід середньої добової температури повітря через 0°C *восени* здійснюється у середньому на 20-30 днів раніше порівняно з середньою датою. Проте на його загальному фоні можна виділити окремі райони, де відхилення дещо відрізняються. На заході, півночі і більшій частині Правобережжя відхилення від середньої дати становить 25-30 днів, на сході – близько 20 днів. Таку відмінність спричиняють вторгнення холодних повітряних мас з півночі і північного сходу.

Восени 1988, 1989, 1993, 1995, 1998, 2004 рр. перехід температури через 0°C на всій території країни спостерігався раніше порівняно з середньою датою (табл.3).

Необхідно відмітити, що у 1988 р. перехід середньої добової температури повітря через 0°C здійснився на 20-30 днів раніше середньої дати на всій території країни, лише у Криму – на 10 днів пізніше. У

більшості регіонів він відбувся у третій декаді жовтня, на півдні – у першій декаді листопада, узбережжі морів і в Криму – у середині грудня, а на заході – у перших числах листопада (рис. 2).

Таблиця 2 – Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С восени. 1986-2005 рр.

Станція	Найра- ніша дата	Рік	Середня дата	Середнє квадратичне відхилення	Найпіз- ніша дата	Рік
Чернігів	25.X	1988	21.XI	14,7	19.XII	2000
Суми	25.X	1988	16.XI	12,4	10.XII	1996
Луцьк	4.XI	1988	28.XI	16,1	23.XII	2003
Рівне	30.X	1988	27.XI	16,5	23.XII	2003
Житомир	26.X	1988	24.XI	15,1	23.XII	2003
Київ	31.X	1988	26.XI	15,5	24.XII	2003
Бориспіль	31.X	1988	24.XI	14,5	24.XII	2003
Кам'янка- Бузька	3.XI	1988	3.XII	16,1	23.XII	2003
Хмельниць- кий	26.X	1988	24.XI	15,6	23.XII	2003
Полтава	31.X	1988	21.XI	11,3	10.XII	1996, 2005
Приколотне	26.X	1988	16.XI	12,0	10.XII	2005
Тернопіль	26.X	1988	24.XI	14,2	19.XII	2000
Умань	26.X	1988	27.XI	15,2	24.XII	2003
Луганськ	26.X	1988	27.XI	14,6	20.XII	2005
Долина	9.XI	2001	2.XII	14,1	23.XII	2003
Кіровоград	26.X	1988	26.XI	14,4	24.XII	2003
Синельникове	31.X	1988	26.XI	15,9	20.XII	2000
Дебальцеве	30.X	1993	18.XI	11,2	10.XII	2005
Ужгород	5.XI	1988	10.XII	14,4	21.XII	1990, 1999
Чернівці	4.XI	1988	30.XI	14,7	23.XII	2003
Одеса	10.XI	1993	24.XII	13,7	24.XII	2003
Гуляйполе	31.X	1988	30.XI	13,0	20.XII	1996
Баштанка	9.XI	1988	4.XII	13,8	24.XII	2003
Херсон	9.XI	1988	12.XII	13,8	21.XII	1996
Клепиніне	10.XI	1993	30.XII	11,1	22.XII	1996

Це було зумовлено ранньою адвекцією холодного арктичного повітря з півночі і північного сходу у системі антициклону зі Скандинавії і значним послабленням зонального переміщення повітря. Арктичне повітря поширилось на значну територію країни, що призвело до зниження температури до -11... -3⁰С, у Передкарпатті до -13⁰С. В Українських Карпатах ранній перехід середньої добової температури повітря через 0⁰С пояснюється не лише особливостями циркуляції атмосфери, але й впливом орографії.

Таблиця 3 – Перехід середньої добової температури повітря через 0⁰С восени раніше або пізніше середньої дати в окремих регіонах. 1986 – 2005 рр.

Рік	Раніше на (у):	Пізніше на (у):	Рік	Раніше на (у):	Пізніше на (у):
1986	сході і Закарпатті	більшій частині території	1996		всій території
1987		всій території	1997	Українських Карпатах	більшій частині території
1988	всій території		1998	всій території	
1989	всій території		1999	більшій частині території	заході, південному заході
1990		всій території	2000	крайньому південному сході	більшій частині території
1991	Криму	більшій частині території	2001	заході, північному сході, Криму	сході
1992	Придніпров'ї	більшій частині території	2002	південному заході, Криму	більшій частині території
1993	всій території		2003		всій території
1994	більшій частині території	заході, південному заході	2004	всій території	
1995	всій території		2005	заході	більшій частині території

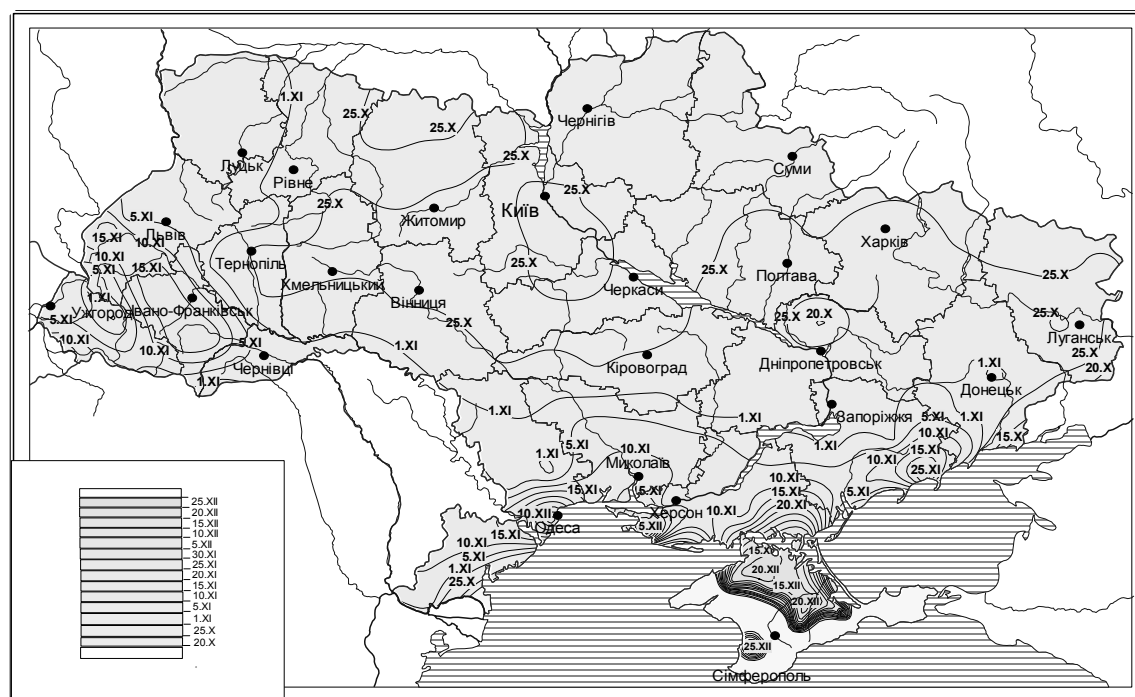


Рис.2 – Найраніша дата стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С восени 1988 р.

Пізній перехід середньої добової температури повітря через 0⁰С зумовлений стійкою потужною тривалою адвекцією теплого вологого

повітря з Атлантики. Він може здійснюватися на стільки ж днів пізніше (25-30 днів), як і ранній, за винятком крайнього півдня, де відхилення не перевищує 10 днів.

Пізній перехід середньої добової температури повітря через 0°C за останні роки відмічався досить часто внаслідок впливу глобального потепління. У 1986, 1987, 1990 – 1992, 1996, 1997, 2000, 2002, 2003, 2005 рр. пізній перехід такої температури повітря порівняно з середньою датою спостерігався на всій території України або у більшості її регіонів (табл. 3).

У 2003 р. пізній перехід температури повітря через 0°C восени відмічався на всій території України. Погоду осінніх місяців визначали циклони та атмосферні фронти, що переміщувалися з південного заходу та заходу і зумовлювали незначне зниження температури повітря вночі, яка вдень набувала додатних значень. На початку грудня виступ антициклону, що рухався на північний схід України, зумовив зниження температури до -4°C у північно-східних областях. Наприкінці першої декади грудня малоактивний фронт з північного заходу, а за ним циклон спричинили складні погодні умови. Температура повітря спочатку підвищилась вночі до 3°C , вдень до 8°C , а потім знизилась до $-8...-1^{\circ}\text{C}$. З 12 грудня і до кінця місяця у зональному потоці повітряних мас чергувалися атмосферні фронти і баричні гребені, а згодом глибока висотна улоговина призвела до поступового зниження температури. На більшій частині перехід температури повітря через 0°C відбувався у другій декаді грудня, на північному сході – у першій декаді грудня, на сході – наприкінці листопада на початку грудня, на крайньому півдні стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C взагалі не було (рис.3).



Рис. 3 – Найпізніша дата стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени 2003 р.

На Правобережжі він здійснився на 23–28, а на Лівобережжі – на 10 – 15 днів пізніше.

За останні роки глобальне потепління клімату найбільше позначилось на температурі повітря у холодний період, а отже і на датах стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С у південних областях: у 1989 р. (Крим), 1990 р. (Одеська, Миколаївська, Херсонська області, південь Криму), 1999 р. (Херсонська область, Крим), 2000 р. (Одеська, Миколаївська, Херсонська області, Крим), 2001 р. (Дніпропетровська, Миколаївська, південь Херсонської області), 2003 р. (південь Запорізької, Херсонська область, Крим), а в 2004 р. також у західних (Волинська, Рівненська, Житомирська), у центральних і південних областях (Кіровоградська, Дніпропетровська, Одеська, Миколаївська, Херсонська області, частково Крим) стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С восени не відбулося.

Амплітуда (різниця між найранішою і найпізнішою датами) коливання стійкого переходу середньої добової температури повітря на всій території майже однакова і становить 45-50 днів (табл. 4). Проте прослідковується загальна тенденція до незначного збільшення амплітуди у західному напрямі. Градієнт настання дат між станціями дорівнює 5 днів і менше, тобто можна вважати територію України малоградієнтним полем амплітуди коливання дат переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С. Водночас на деяких станції значення амплітуди відрізняються від загального фону, що можливо залежить від мікрокліматичних умов. Дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С восени характеризуються найбільшою нестабільністю.

Таблиця 4 – Амплітуда коливання (різниця між найранішою і найпізнішою датами) стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С восени

Станція	Дні	Станція	Дні
Чернігів	55	Вінниця	51
Суми	46	Коломия	49
Луцьк	49	Долина	44
Рівне	54	Кіровоград	59
Житомир	58	Синельникове	50
Київ	54	Волноваха	48
Бориспіль	54	Дебальцеве	41
Броди	49	Ужгород	46
Кам'янка-Бузька	50	Чернівці	49
Хмельницький	58	Одеса	44
Полтава	40	Мелітополь	43
Коломак	45	Гуляйполе	50
Приколотне	45	Баштанка	45
Тернопіль	54	Херсон	42
Умань	59	Клепиніне	42
Луганськ	55		

Характеристикою мінливості (відхилення від середніх значень) дат переходу температури повітря через 0°C восени є середнє квадратичне відхилення, яке зазнає суттєвих коливань внаслідок зміни характеру, інтенсивності циркуляції атмосфери, нестійкості термічного режиму. Восени мінливість цих дат переходу значно менша ніж весною: на сході середнє квадратичне відхилення найменше (12-13 днів), у центральній частині воно становить 14-15 днів, на крайньому заході досягає найбільших значень 16-17 днів. Таким чином, найбільші коливання дат переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени на заході, а найменші – на північному сході і сході.

За допомогою графіків відхилень (рис. 4) дат переходу температури повітря через 0°C восени від середніх значень виявлено динаміку ходу цих дат за останні 20 років (1986-2005 рр.).

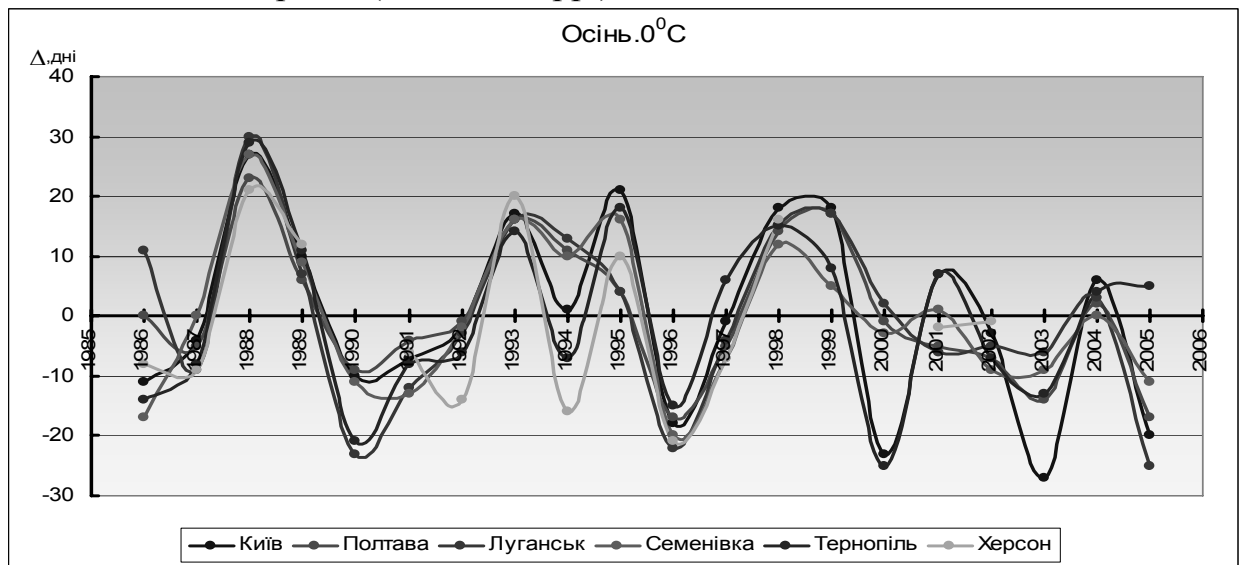


Рис. 4 – Відхилення (Δ , дні) дат переходу середньої добової температури повітря через 0°C від середньої дати восени. 1986 – 2005 рр.
Додатні відхилення – перехід раніше середньої дати, від'ємні – пізніше.

Відхилення дат переходу температури повітря через 0°C восени від середніх значень у більшості років на розглянутих станціях мають синхронний хід і відрізняються лише за абсолютними значеннями. Це зумовлено атмосферними процесами, що формують просторовий розподіл температури на певній території. Україна може перебувати під впливом морських повітряних мас з Атлантики, арктичного повітря з півночі, теплих повітряних мас Азорського максимуму і Середземного моря та континентального повітря, яке може трансформуватися у тропічне.

Часто такі атмосферні процеси призводять до раннього чи пізнього переходу температури повітря через різні межі на всій території країни або в окремих її регіонах. В окремі роки перенесення повітряних мас відбувається за різних синоптичних процесів, які відрізняються масштабами та сезонними особливостями, які призводять в одних регіонах до раннього переходу температури повітря через 0°C восени, а в інших – до пізнього.

За 20-річний період (1986 – 2005 рр.) встановлено декілька порушень синхронного ходу відхилень дат переходу температури повітря через 0°C

восени від середнього значення: у 1986 р. цей перехід на більшій частині України відбувся пізніше середньої дати і лише на сході – раніше; у 2005 р. – на переважній частині території – пізніше середньої дати, а на заході – раніше.

Для визначення змін у датах переходу проведено порівняння кліматологічної норми (за 45-річний період; 1961–2005 рр.) дат стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C з кліматологічною стандартною нормою (1961–1990 рр.) методом картографування, який реалізує можливість відображення просторової та кліматологічної інформації в узагальненому візуальному вигляді. Для побудови карт використано метеорологічну інформацію всієї мережі спостережень Державної гідрометеорологічної служби України (185 метеорологічних станцій). За допомогою карт (за положенням ізохрон) виявлено просторові зміни дат стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени та встановлено, в якому районі і як вони відбулися.

Глобальні зміни наприкінці ХХ–початку ХХІ ст. призвели до значних змін температури повітря [1–4], які в свою чергу вплинули на стійкий перехід середньої добової температури повітря через 0°C восени. На півдні і південному сході він здійснюється на 4–6 днів раніше, на решті території – на 2–3 дні. У Криму цей перехід настає на 1–2 дні пізніше. Про це свідчить положення ізохрон. На північному сході проходить ізохрона 15 листопада, якої раніше не було. У напрямі на південь положення ізохрони не змінилось. На Донецькій височині замість 25 листопада проходить ізохрона 20 листопада, а на півдні у районі Запоріжжя – замість 10 грудня – 2 грудня, у районі Миколаєва замість 15 грудня – 10 грудня.

Кліматичне дослідження дат стійкого переходу середньої добової температури повітря буде неповним, якщо не представити їхні ймовірнісні характеристики, які необхідні для вирішення багатьох практичних задач і, насамперед, кліматичного прогнозу.

Ймовірність дат стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени визначають за допомогою номограми, яка у графічному вигляді представляє просторово-часовий розподіл цих дат, характеризує міжрічну мінливість, розкриває їх структуру і визначає межі коливання в окремі роки у різних регіонах (рис. 5). Зовнішній вид номограми відображає закономірність розподілу можливих дат, а також дат настання стійкого переходу середньої добової температури повітря 0°C і нижче. Ширина номограми ілюструє міжрічну мінливість. Нахил ліній різної ймовірності указує на характер мінливості дат у просторі, а відстань між ними – на мінливість дат у часі. Лінія 50 %-ної ймовірності (в основному відповідає середнім датам) є центром розподілу, навколо якого розміщуються всі можливі дати переходу. Вид номограми відображає значний розмах коливань середніх дат переходу температури повітря через 0°C восени (від першої декади жовтня до кінця грудня).

Нижня частина номограми характеризує райони, де осінній перехід температури повітря через 0°C здійснюється у більш ранні строки (Українські Карпати, Кримські гори, північний-схід). У цих районах коливання між датами з 5 і 95 %-ною ймовірністю становлять майже місяць (з 24 вересня до 25 жовтня).

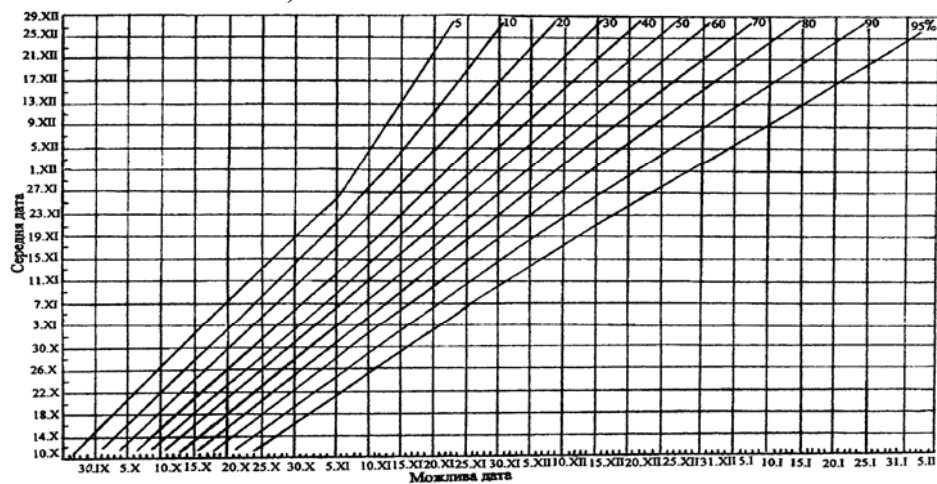


Рис.5 – Номограма для розрахунку з різною ймовірністю дат стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени

Верхня частина номограми представляє південь і Крим, де перехід температури повітря через 0°C відбувається у більш пізні строки. Розмах коливань між датами з 5 і 95 %-ною ймовірністю перевищує два місяці (від 24.XI до 5.II). За допомогою номограми, а також середніх дат для будь-якого пункту або району можна розрахувати дати заданої ймовірності.

Внаслідок глобального потепління клімату відбувається трансформація регіонального клімату, окремих метеорологічних величин. Температура повітря в Україні в останні роки зазнала істотних змін, які значною мірою вплинули на дати переходу температури повітря. Помітні зміни позначились на датах переходу температури повітря через 0°C восени і повторюваності періодів з такою температурою повітря.

Дати переходу стійкої середньої добової температури повітря через 0°C восени у віковому ході, як й інші кліматологічні характеристики, з року в рік зазнають значних коливань (рис. 6).

Для дослідження вікового ходу дат переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени використано 100-річний період спостережень на метеорологічних станціях розташованих на Поліссі (Київ), у Лісостеповій зоні (Полтава) і Степу (Луганск). Віковий хід дат переходу цієї температури є досить складним, оскільки залежить від особливостей циркуляції атмосфери а також фізико-географічних умов.

Віковий хід дат переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени у Києві характеризується як ранніми, так і пізніми строками переходу відносно середньої дати (рис. 6). З 1900 до 1929 рр. Перехід температури повітря через 0°C здійснювався раніше середньої дати. Найраніше (15–16 листопада) він відбувся у десятиріччя 1912–1921 рр.

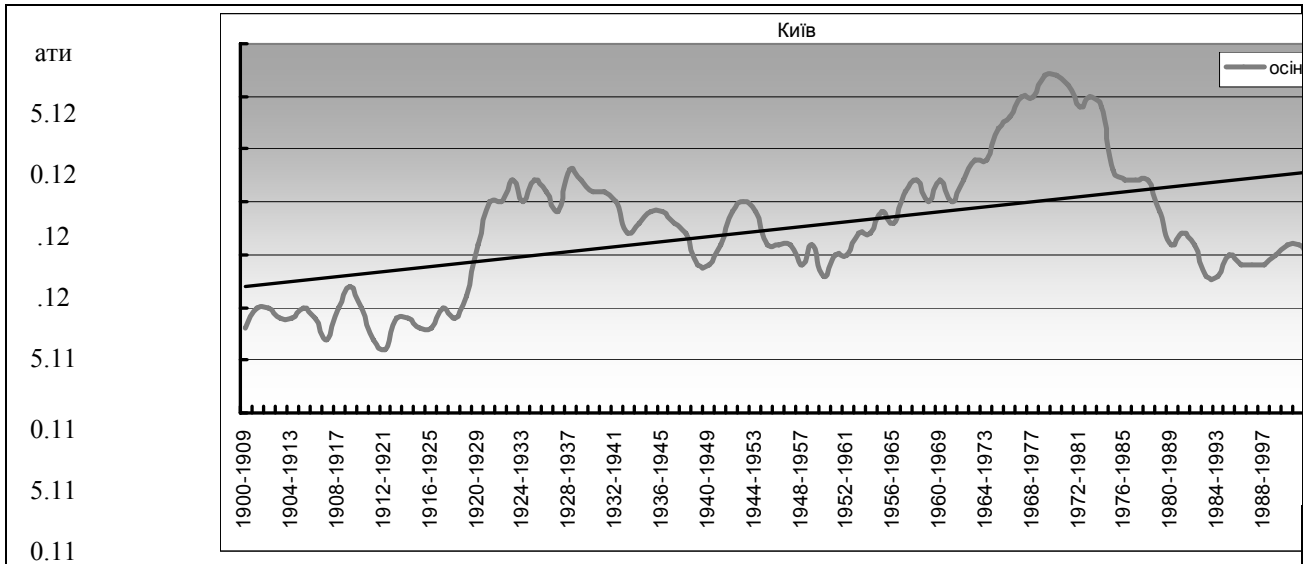


Рис. 6 – Віковий хід стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени. \blacktriangle - десятирічні ковзні, \blacktriangleleft лінійний тренд

Згодом настав період з пізнім переходом середньої добової температури повітря через 0°C , який з 1947 до 1965 рр. відзначався чергуванням ранніх і пізніх дат, що незначно відрізнялися від середньої дати. З 1965 р. починається поступове зміщення переходу середньої добової температури повітря через 0°C на більш пізні строки. За десятиріччя 1968–1977, 1972–1981 рр. відмічалася найпізніша (10–13 грудня) дата переходу температури повітря через 0°C восени за весь період дослідження. За 1980–1989 рр. перехід здійснювався раніше середньої дати.

Починаючи з 1992–2001 рр. настає період пізнього переходу температури повітря через 0°C , який триває і донині, тобто спостерігається тенденція до пізнього переходу. За 100-річний період спостережень (за трендом) перехід температури повітря через 0°C восени змістився з 23 листопада на 3 грудня. Аналогічні зміни відмічаються у Полтаві (перехід змістився з 20 листопада на кінець місяця) та Луганську (середня дата переходу з 24 листопада змістилась на 5 грудня).

Отже, у віковому ході дат переходу середньої добової температури повітря через 0°C восени за трендом прослідковується тенденція до більш пізнього переходу цієї температури.

В умовах сучасного клімату наприкінці ХХ – початку ХХІ ст. у стійкому переході середньої добової температури повітря через 0°C восени на крайньому півдні і в Криму спостерігається тенденція до пізнього переходу, а на більшій частині території – до раннього, зумовлена, як відмічають В.Ф. Мартазінова та інші автори, зміною великомасштабної циркуляції атмосфери, а саме зміною положення центрів дії циркуляції атмосфери і нетиповим розподілом теплих повітряних мас у тропосфері, що є наслідком глобального потепління клімату [5, 6].

Література

1. *Бабіченко В.М.* Зміни температури повітря на території України наприкінці ХХ та на початку ХХІ століття / В.М. Бабіченко, Н.В. Ніколаєва, Л.М. Гущина // Укр. географ. журн. – 2007. – №4. – С. 3–12. 2. *Бабіченко В.М.* Настання весняного сезону в Україні (перехід середньої добової температури повітря через 0⁰С) в умовах сучасного клімату / В.М. Бабіченко, Н.В. Ніколаєва, С.Ф. Рудішина, Л.М. Гущина // Укр. географ. журн. – 2009. – №1. – С. 25–35. 3. Клімат Росії / Под ред. Н.В. Кобышевой. – СПб. : Гидрометеиздат, 2001. – 655 с. 4. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського, В.А.Дячука, В.М. Бабіченко. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. –343 с. 5. Характер изменения среднесуточной температуры воздуха на территории Украины в последнее десятилетие и физико-статистический метод его прогноза с длительной заблаговременностью / Мартазинова В.Ф. и др.// Тр.УкрНИГМИ. – 1999. – Вып. 247. – С. 36–48. 6. *Мартазинова В.Ф.* Изменение атмосферной циркуляции в Северном полушарии в течение периода глобального потепления в ХХ веке / В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова, Д.Ю. Чайка // Укр. географ. журн. – 2007. – №3. – С. 10–19.

Бабіченко В.М., Ніколаєва Н.В., Рудішина С.Ф., Гущина Л.М. Зміни переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С восени в умовах сучасного клімату. Дослідження базуються на метеорологічній інформації 185 станцій мережі Державної Гідрометеорологічної служби України за період 1961-2005 рр. Виявлено зміни у датах стійкого переходу середньої добової температури повітря через 0⁰С восени на території України в умовах сучасного клімату.

Бабіченко В.М., Ніколаєва Н.В., Рудішина С.Ф., Гущина Л.М. Изменения перехода средней суточной температуры воздуха через 0⁰С осенью в условиях современного климата. Исследования базируются на метеорологической информации 185 станций сети Государственной Гидрометеорологической службы Украины за период 1961-2005 гг. Выявлены изменения в датах стойкого перехода средней суточной температуры воздуха через 0⁰С осенью на территории Украины в условиях современного климата.

Babichenko V., Nikolaeva N., Rudishina S., Guschina L. Autumntime coming (daily mean air temperature values over 0⁰С) in condition of a modern climate. This study is based on the meteorological information gained from 185 hydrometeorological observational stations of Ukraine during the period from 1961 to 2005. The changes occurred in dates of daily mean air temperature values over 0⁰С have been investigated. It means autumntime coming to Ukraine territory in conditions of a modern climate.

УДК 551.9 + 372.6 (477)

І.М. Щербань

*Київський національний університет
імені Тараса Шевченка*

НЕБЕЗПЕЧНІ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА В УКРАЇНІ

Продуктивність сільськогосподарських культур та якість продукції змінюються з року в рік під впливом щорічних агрометеорологічних умов, залежать від ступеня їх сприятливості для сільськогосподарських культур, які вирощуються, особливо в критичні періоди розвитку рослин.

Часто суттєвим чинником таких змін є несприятливі та стихійні метеорологічні умови. Несприятливі для сільського господарства

агрометеорологічні явища призводять до неврожайних років. Коли такі явища спричинюють серйозні збитки рослинництву та тваринництву, їх відносять до небезпечних метеорологічних явищ [2, 3].

В агрометеорології особливо небезпечними явищами вважають такі, які за своєю інтенсивністю, тривалістю впливу або часу виникнення (наприклад, у критичний період розвитку рослин) можуть спричинити або спричинюють значні збитки врожаю сільськогосподарських культур.

Розглядаються небезпечні агрометеорологічні явища, які спостерігались в Україні останні 10 років (1998-2007 рр.). За цей період небезпечні агрометеорологічні явища спостерігались щорічно. Усі вони представлені у відповідних оглядах, які підготовлені Українським гідрометеорологічним центром [4].

Десятиліття – це не дуже тривалий період, однак ці 10 років відзначені екстремальними агрометеорологічними умовами для сільськогосподарських рослин.

До агрометеорологічних явищ, небезпечних для сільськогосподарського виробництва у теплий період року, відносять: *заморозки, посухи, суховії, пилові бурі, град, сильні зливи, перезволоження ґрунту*. До небезпечних агрометеорологічних явищ холодного періоду року відносяться *вимерзання, льодова кірка, промерзання ґрунту* та ін.

У табл. 1 та табл. 2 наведені особливо небезпечні (аномальні) агрометеорологічні явища, тобто такі, які спостерігаються достатньо рідко за тривалий період, характеризуються значною площею поширення та значними збитками, наслідками зафіксованого явища. До таблиць не ввійшли усі явища, які відмічені впродовж досліджуваного періоду.

Аналізуючи отримані дані, можна зробити висновок, що заморозки та посухи спостерігаються щороку.

Стосовно аномальності цих явищ, то історично пізній заморозок спостерігався 19 червня 2000 р.

Найчастіше заморозки впродовж досліджуваного періоду зафіксовані в травні, особливо – 23-24 травня 2001 р., коли вони охопили 13 областей та тривали 4-7 днів і спричинили пошкодження плодово-ягідних культур, розсади овочевих, сходів картоплі та цукрового буряку. Лише в 1998 р. заморозки відмічались на початку вересня в північних, центральних областях та на сході, а також в АР Крим. Інтенсивність заморозків становила 0- -3° С, як наслідок – була пошкоджена теплолюбна городина та баштанні культури. Аномальним був також заморозок у травні 1999 р. За останні 50 років ці заморозки за інтенсивністю, тривалістю та територією охоплення виявились одними з найсуворіших для цього періоду. В цей час (3-7 травня 1999 р.) над Україною спостерігався північно-західний потік повітряних мас. Переміщення антициклону зі Скандинавії й спричинило виникнення заморозків. Звичайно заморозки виникають внаслідок переміщення сухого арктичного холодного повітря, тобто через вторгнення холодної повітряної маси.

Розглянемо умови виникнення посух в Україні впродовж розглянутого періоду.

Особливо небезпечними були посухи 1999, 2003, 2005, 2007 рр., які охоплювали майже всю територію України та призвели до значного пошкодження сільськогосподарських рослин. Основні показники перерахованих посух наведені в таблиці.

Червень та липень 1999 р. були аномально жаркими: у червні на Луганщині температура повітря піднімалась до 37°C, а у липні – у Дніпропетровську було 40°C. Посушливі умови в червні були обумовлені поширенням гребеня антициклону зі сходу. У липні жарку погоду зумовило переміщення гребенів Азорського антициклону. Внаслідок посухи 1999 р. на багатьох полях (10-25%) східних, південних та центральних областей сходи не з'явилися зовсім. Близько 30% засіяної озимини під урожаєм 2000 р. ввійшли в зиму слабкорозвиненими.

У 2003 р. травень був надзвичайно спекотним та в більшості областей найсухішим за увесь період спостережень: максимальна температура повітря досягала 30-35°C, спостерігався дефіцит опадів.

Внаслідок панування посушливих умов у 2005 р. з 20 серпня до 10 жовтня на більшій частині території України, спостерігалась надзвичайно сильна посуха. Тривалість періоду без дощів досягала 50-60 днів, запаси продуктивної вологи орного шару ґрунту не перевищували 3-7 мм, місцями 10-сантиметровий шар та орний шар були зовсім сухими. На кінець вересня площа, охоплена ґрунтовою посухою, становила 70-80%, на території південно-східних областей було охоплено 90-100% площ.

У 2007 р. посуха почалась з травня – він був жарким та сухим (у центральних та східних областях температура повітря підвищувалась до 35-37°C). Високі температури липня 2007 р. (40-41°C на Миколаївщині та Одещині) були спричинені областю високого тиску азорського походження. Серпень 2007 р. характеризувався також високими температурами повітря, які досягали 35-39° С. Сильна спека тривала з 18 до 25 серпня, завдяки існуванню мало градієнтного баричного поля, сформованого в повітряній масі субтропічного походження. Тобто, над Україною панувало сухе жарке повітря.

Особливо небезпечними для рослин є літньо-осінні посухи. Разом з тим, в окремі роки посухи спостерігаються з весни до осені, тим самим призводячи до зменшення врожаю поточного року та послаблюючи висаджені озимі рослини до початку перезимівлі.

Шкодочинність літньо-осінніх посух полягає в тому, що рослини пригнічуються, стан озимини погіршується, рослини входять в зиму слабкорозвиненими, з пониженою морозостійкістю та недостатньою висотою посівів. Знижена морозостійкість посівів призводить до того, що вони стають вразливими до небезпечних агрометеорологічних явищ холодного періоду [1].

Таблиця 1 – Аномальні агрометеорологічні явища холодного періоду

Явище	Місяць, рік	Район поширення	Інтенсивність	Збитки
Вимерзання	2 декада грудня 1997 – січень 1998	8 областей та АР Крим	Зниження температури повітря до -31-32°, місцями до -35°C	Озима вимерзла на площах 1,5 млн. га, загибель озимого ячменю в Херсонській обл. до 90% площі
Промерзання ґрунту	Грудень 2002	На більшій частині території України	Промерзання до 100-105 см. Грудень був найхолоднішим за період спостережень	Озима пшениця вимерзла на площі 20-30%, озимий ячмінь – 80-100%.
Льодова кірка	Кінець грудня 2002 – середина березня 2003	19 областей	Притерта кірка 1-6 см	Загибель озимих (70-90%) в 4 областях. Понад 50% - в 7 областях. По Україні загальна площа загибелі озимини – до 63%. <u>Вперше за 50 років.</u>

Таблиця 2 – Аномальні агрометеорологічні явища теплого періоду

Явище	Місяць, рік	Район поширення	Інтенсивність	Збитки
Пилова буря	2 декада квітня 2003	4 області	Протягом 3-8 днів відносна вологість повітря знизилась нижче 30%	До 2003 р. пилові бурі не відмічались <u>більше 20 років.</u> Вітер зі швидкістю 15-25 м/с, місцями до 28-35 м/с
Пилові бурі з видуванням	1 декада жовтня 2003	АР Крим	Пориви вітру до 26-32 м/с	Локальне видування посіяних озимих культур.
Пилові бурі	Березень 2007	9 областей		Видування зерна посіяної ярини, занесення ґрунтом, засікання рослин
Заморозки	3-5 вересня 1998	11 областей	Від 0 до -3°C	Пошкоджена теплолюбна городина та баштанні культури
Заморозки	Травень 1999	7 областей	-1-4° С, місцями до -11° С, тривалість 3-8 днів	Загальна площа загибелі та пошкодження становила близько 1,3 млн. га
Заморозки	19 червня 2000	4 області	Від 0 до -1°C	<u>Історично пізній заморозок.</u> Загибель кукурудзи та овочевих

Заморозки	23-24 травня 2001	13 областей	0-4°, тривалість 4-7 днів	Пошкодження плодово-ягідних культур, розсади овочевих, сходів картоплі та цукрового буряку
Посуха	Середина квітня-середина червня 1998	4 області	Жорстка посуха, ГТК 0,3-0,5 15-20 днів з суховіями	Максимальна температура > 30°, до 35-38°. Врожай ярого ячменю найменший за повоєнний період.
Посуха	Літньо-осіння 1998	АР Крим, 4 області	ГТК 0,0-0,3	Посіви озимих увійшли в зиму зрідженими, недорозвиненими
Посуха	Літньо-осіння 1999	Майже вся територія України (крім західних областей)	Температура >25° - протягом 75 днів, > 30°C – 40-65 днів	Урожай зернових отримано на 1,5 ц/га менше 1998 р. Урожай картоплі та кукурудзи найнижчий за останні 30-50 років.
Посуха	Весняна 2002	АР Крим, Херсонська	Повітряно-грунтова посуха	На 20-30% площ відмічалось повне засихання рослин
Посуха	Весняно-літня 2003 Осіння 2003	По всій Україні (крім заходу) Південний схід, АР Крим	Без ефективних опадів 59-70 днів, з суховійними явищами Кількість опадів 15-25% норми, грунтова посуха	У 9 областях сформувалась надзвичайно низька продуктивність посівів ранніх ярих хлібів. Повне висихання орного шару спричинило затримку сівби озимих, або їх доводилось висівати в сухий ґрунт
Посуха	20 серпня – 10 жовтня 2005	По всій Україні (крім заходу)	Тривалість бездощів'я до 50-60 днів, орний шар був зовсім сухий	Стан озимини на 64% площ був незадовільний, посіви зріджені, плямисті
Посуха	Середина травня-кінець серпня 2007	9 областей (південно-східна частина України)	Максимальна температура повітря 34-42°C	Пригнічення та ускладнення умов для росту і розвитку ранніх хлібів
Суховійні явища	Середина квітня - 1 половина травня 2006	По всій Україні Східна частина	Відсутність ефективних опадів, відносна вологість повітря < 30%	Пригнічення рослин, ускладнення умов росту та розвитку ранніх ярих, зернобобових та технічних культур

Перезволоження ґрунту	Червень 2001	Північні, східні області, АР Крим	1-2 місячні норми, місцями 2,5 норми	Стеблове полягання озимини, ураження септоріозом, борошнистою россою.
Тривалі дощі	25 липня – 4 серпня 2004	9 областей (захід, центр)	2-3 місячні норми	Стікання зерна, полягання рослин, проростання зерна та ураження грибковими хворобами
Сильні зливи з градом	Квітень, червень 2006	Західні області	Діаметр градин 7-15, подекуди 25-35 мм	Пошкоджені та змиті посіви цукрового буряку, перезволоження ґрунту, поширення грибкових хвороб, полягання посівів, підтоплення присадибних ділянок
Сильні зливи з градом, шквали 20-22 м/с, грози	14-17 липня 2006	Північна частина Тернопільщини	107 мм	Полягання посівів, призупинення збирання ранніх хлібів

Слід відмітити, що суховії та пилові бурі відмічались рідше протягом досліджуваного періоду.

Перезволоження ґрунту, сильні та тривалі зливи фіксуються переважно у західних областях країни.

За досліджуваний період найбільше несприятливих агрометеорологічних явищ спостерігалось в 2003 р. Озимина ввійшла в зиму послабленою ще з 2002 р., оскільки в грудні відбувалось стрімке промерзання ґрунту (місцями до 100-105 см). На переважній частині України грудень був найхолоднішим за весь період метеорологічних спостережень. До того ж, у більшості областей ґрунт був перезволожений, снігового покриву майже не було.

З кінця грудня 2002 р. до середини березня 2003 р. в Україні спостерігалась притерта льодова кірка (товщиною 1-6 см).

У цілому в Україні загальна площа загибелі посівів озимих від комплексу несприятливих явищ осінньо-зимового та ранньовесняного періодів склала близько 63%. Такі розміри загибелі озимих культур в Україні спостерігались вперше за останні 50 років.

Окрім того, у 2003 р. були зафіксовані весняна повітряно-ґрунтова (10 квітня – 20 червня) та осіння (вересень) ґрунтова посухи, суховійні явища, пилові бурі (3 декада квітня) та заморозки (1 декада червня). Тобто, внаслідок відповідних циркуляційних умов сформувався комплекс несприятливих агрометеорологічних явищ.

Отже, слід відмітити, що вивчення повторюваності, тривалості, площі поширення та періодичності появи несприятливих агрометеорологічних

явищ в Україні є дуже важливим моментом. Цікаво, що досліджуваний десятирічний період характеризувався як щорічними несприятливими агрометеорологічними явищами, так і аномальними, які відмічаються один раз за 20, 50 і більше років.

Література

1. *Дмитренко В.П.* Оценка влияния длительности неблагоприятных и опасных климатических явлений погоды на урожай зерновых культур в основные межфазные периоды развития / В.П. Дмитренко, Н.К. Строчак // Труды УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 244. 2. Настанова гідрометеорологічним станціям і постам. Вип. 11. Агрометеорологічні спостереження. – К. : Держгідрометслужба, 2007. 3. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні та стихійні явища погоди. – К. : Держгідрометслужба, 2003. 4. Огляд погоди та стихійних гідрометеорологічних явищ на території України. – К.: Держгідрометслужба, 2006.

Щербань І.М. **Небезпечні агрометеорологічні явища в Україні.** Досліджено небезпечні та аномальні агрометеорологічні явища, які спостерігались в Україні з 1998 р. до 2007 р. Розглянута інтенсивність та тривалість явищ, площа поширення, збитки. Проаналізовані циркуляційні умови виникнення заморозків і посух.

Щербань І.М. **Опасные агрометеорологические явления в Украине.** Исследованы опасные и аномальные агрометеорологические явления, которые наблюдались в Украине с 1998 по 2007 гг. Рассмотрены интенсивность и длительность явлений, площадь распространения, убытки. Проанализированы циркуляционные условия возникновения заморозков и засух.

Shcherban I.M. **The extreme agrometeorological events in Ukraine.** The extreme agrometeorological events in Ukraine (1998-2007 years) are investigated. The intensity and duration of events, their square spreading and damage are considered. The circulating conditions of the frosts and droughts beginning are analysed.

УДК 551.582

О.О.Косовець, О.Є.Пахалюк
Центральна геофізична обсерваторія

КЛІМАТИЧНІ ЕКСТРЕМУМИ В УМОВАХ ЗМІНИ КЛІМАТУ

Ключові слова: клімат, зміни клімату, кліматичний екстремум, глобальне потепління

Вивченням клімату, його коливань та змін займається, як відомо, наука *кліматологія*, яка нараховує близько двох тисяч років. Однак, до недавнього часу кліматологія не викликала суспільного інтересу, навіть державні інституції, на діяльність яких суттєво впливає клімат, мало цікавились результатами досліджень та висновками кліматологів. Як відомо фахівцям, ще на початку 60-тих років минулого століття відомий радянський кліматолог М.Будико прогнозував прийдешнє потепління. У ті часи навіть з фахівців мало хто віднісся до цих передбачень з довірою. Минуло лише півстоліття, але зараз не проходить жодного року чи сезону, щоб знову і

знову не велись розмови, як на побутовому рівні, так і на рівні політиків, про те, що „клімат теплішає”.

Сучасні фахівці вже практично зняли питання: що ж відбувається з кліматом в останні 30 років? Достовірно встановлено: середня температура повітря біля поверхні землі дійсно зростає практично у всіх регіонах світу.

Суперечки та дослідження переведені в іншу площину- це природні коливання і рано чи пізно на зміну потепління прийде похолодання, або це стійка зміна клімату, яка обумовлена впливом людини на природні процеси глобального масштабу.

Кожна концепція зміни клімату ґрунтується на своїх аргументах. Прибічники природних причин обґрунтовано стверджують, що клімат в минулому неодноразово змінювався. За час існування цивілізації, а це приблизно 6 тис. років, середня температура повітря у поверхні землі була у порівнянні з кінцем XIX століття: 5-6 тис. років назад-тепліше на 1-1,5°C; 4,5-5 тис. років-холодніше на 0,5°C; 3-4,5 тис. років-тепліше на 0,5°C; 2-3 тис. років- приблизно такою ж і так далі – за останні дві тисячі років нашої ери спостерігалися три періода потепління та 3 похолодання, останнє з яких закінчилось в першій половині XIX століття. У другій половині століття температура повітря стабілізувалася, а з кінця XIX ст. почалось потепління, яке до кінця XX ст. склало 0,7-0,8°C. Тому, стверджують прибічники природних причин, за періодом потепління настане похолодання.

Послідовники іншої теорії наводять свої аргументи. По-перше, раніше не спостерігалось такої швидкості зміни середньої температури повітря – таке підвищення на 0,7-0,8 градуса у природі відбувається за тисячі років, а зараз- за 100 років! Останні 15-20 років підтвердили ці аргументи – зміни температури відбувались ще стримкішими темпами-0,3-0,4 градуса тільки за цей період! Зазвичай, природні фактори не можуть так швидко „розігрівати” атмосферу.

По-друге, доведено, що завжди в історії планети збільшення вмісту вуглекислого газу (CO₂) супроводжувалось аналогічним підвищенням температури повітря біля землі - всім давно відомий „парниковий ефект”. За рахунок людської діяльності з початку промислової революції (50-е рр. ХУІІІ ст.) вміст CO₂ в атмосфері збільшився до кінця XX ст. на 34%, причому більше половини приросту припадає на період після 1950 року!

Побоювання, що збільшення концентрації вуглекислого газу є головною причиною потепління, змусили політиків прийняти міжнародні домовленості (Рамкова Конвенція ООН про зміни клімату 1992 року та „Кіотський протокол” 1999р. на виконання цієї Конвенції) по зменшенню темпів приросту вибросів CO₂ в атмосферу. Дослідники прогнозують: рівень викидів вуглецю в атмосферу до 2010 збільшиться на 40% порівняно з 1990 роком.

Тому прибічники людського фактору глобального потепління (з кожним роком їх число зростає) прогнозують подальший ріст температури повітря. Так, 2 лютого 2007 року Міжнародна комісія експертів при ООН

надала вже четверту доповідь про тенденції сучасних та майбутніх змін клімату на планеті. Висновок дослідників (для досліджень було залучено понад 2000 вчених з усього світу) – сучасне глобальне потепління з ймовірністю більше 90% - відповідь на людську діяльність, а не на природні кліматичні коливання. В комісії впевнені, що в середньому по Земній кулі температура повітря біля поверхні землі до кінця XXI століття зросте на 2-4,5°C.

Надзвичайно важливим є питання, як будуть відбуватися ці зміни – поступово, з приблизно однаковою швидкістю – так звана „лінійна модель”, або можливий деякий якісний „стрибок” у швидкості цих змін. Природньо, що для людства є придатним лише перший - „адаптаційний” варіант, тому що поступові зміни надають людству можливість пристосувати економіку та життя в цілому до нових природних умов. Другий варіант є „катастрофічним”, тому що з ним пов’язані різкі, швидкі зміни природних умов – природні катаклізми. Єдина різниця можливих майбутніх катаклізмів від тих, що ми спостерігаємо вже зараз, у тому, що нинішні – короткочасові (масштаб доби), а майбутні – довготермінові (масштаб років).

На жаль, дослідники все більше схиляються до другого сценарію розвитку змін клімату. У січні 2005 року був оприлюднений звіт комісії ООН „Перед лицом кліматических изменений”, у якому вперше був визначений можливий критичний показник глобального потепління, у разі досягнення якого у світі почнуться прискоренні незворотні зміни. Таким показником є підвищення середньої глобальної температури повітря на два градуси за Цельсієм у порівнянні з 1750 роком (початок промислової революції).

Після цієї відмітки назад дороги вже не буде, клімат буде невзможі повернутися до звичного для нас стану: під час переходу через так звану „точку неповернення” - 2°C задіють фізичні механізми, які (вже без впливу людини) призведуть до різкого підвищення парникового ефекту, тобто почнуться незворотні зміни стану атмосфери Землі та пов’язані із цим кліматичні катаклізми.

Підраховано, що з середини ХУІІІ століття середня температура повітря у поверхні землі вже підвищилась більш, ніж на 1,2°C – до рокової межі нам лишилось зовсім небагато!

Говорячи про глобальне потепління, кліматологі зовсім не стверджують, що зміна клімату по всій земній кулі має однаковий знак- „плюс”. Безперечно, на карті можна знайти регіони, де зміни мають протилежний напрямок. Однак в цілому температура на планеті підвищується. Значне потепління відбувається й у самих холодних регіонах нашої планети- в Арктиці та Антарктиці.

Аналіз даних, які були отримані за допомогою аерозондування, показав, що в нижніх шарах атмосфери Антарктиди не тільки спостерігається потепління, та воно ще й відбувається з найбільш високою швидкістю на Землі. Температура в останні 30 років підвищувалась зі

швидкістю 0,5-0,7 градуса кожні 10 років. Цей показник кліматичних змін у три рази перевищує середній, який спостерігається в цілому на планеті, що підтверджує той факт, що ефект глобального потепління в різних регіонах Землі проявляється нерівномірно, та є більш помітним саме в Антарктиді. В Арктиці за тридцять років потепліло на 1,3°C, а в Антарктиці –місцями на 3,1°C.

Дослідники кліматичних змін констатували, що протягом ХХ ст. глобальна температура повітря біля поверхні землі зросла на $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$. Причому за останні 1000 років потепління у ХХст. було найбільш значним, а останні роки-найтеплішими. На Північній півкулі значення приземної температури повітря збільшились тільки за період 1961-1990рр. на $0,6^\circ\text{C}$, а в цілому на Земній кулі-на $0,4^\circ\text{C}$. Наступне десятиріччя було ще теплішим: у 1998 р., за даними Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), середня річна температура повітря на Землі виявилась на $0,7^\circ\text{C}$ вищою порівняно з середньою температурою повітря за період 1961-1998рр. і становила $15,5^\circ\text{C}$. Та не минуло й десяти років, як результати спостережень надали можливість стверджувати: найтеплішим роком на планеті за всю історію метеорологічних спостережень став 2007 рік.

Аналіз результатів метеорологічних спостережень за температурою повітря в Україні у 2007 році показав, що цей рік дійсно став найтеплішим за всю історію метеорологічних спостережень майже на всій території України. В середньому по країні середня річна температура повітря була вища за кліматичну норму на $2,1^\circ\text{C}$.

Аналіз змін річної температури повітря в Україні за періоди 1900-1960 та 1961-2007рр, який проведений кліматологами Центральної геофізичної обсерваторії (ЦГО) МНС України, надає можливість простежити стрімке зростання температури повітря в останні десятиріччя. За даними узагальнень для різних регіонів України- полісся, лісостепу та степу, за першу половину століття додатній тренд річної температури повітря для всієї України був майже однаковим – за 60 років потепліло на $0,1-0,4^\circ\text{C}$. Останні 40 років вимальовують іншу картину: у степових районах збільшення річної температури повітря майже не відбувається ($0,5$ за останні 40 років), у той самий час у північних та центральних регіонах України відбувається дуже стрімке підвищення річної температури повітря: на $1,4^\circ\text{C}$ у Поліссі та $1,3^\circ\text{C}$ у лісостепу. Якщо говорити про зміни температури протягом року, то можна відмітити, що регіональні особливості потепління у різні сезони року аналогічні річному підвищенню. Найбільше потепління в останні десятиріччя спостерігається у зимові місяці ($2,6-3,3^\circ\text{C}$ у поліссі та лісостепу та $1,1^\circ\text{C}$ у степу), навесні та влітку воно становить відповідно $1,3-1,6^\circ\text{C}$ (полісся та лісостеп) та $0,7-1,0^\circ\text{C}$ (степ), а восени спостерігається незначне зниження температури – на $0,1-0,2^\circ\text{C}$ на всій території України.

В Україні у наступні десятиріччя поле температури повітря буде вирівнюватися: у тих регіонах і для тих місяців, де температура порівняно висока, вона практично не змінюватиметься, а де порівняно низька –

підвищуватиметься. Буде знижуватися континентальність клімату, тобто будуть розмиватися відмінності між сезонами року. Зменшуватиметься тривалість залягання снігового покриву, а в окремі роки стійкий сніговий покрив буде взагалі відсутній. Як результат підвищення температури повітря у зимовий період майже на 2 тижні буде скорочуватися термін збереження льодового покриву на озерах та річках.

Дослідження вітчизняних кліматологів показали, що глобальне потепління до 1-2 градуса є досить сприятливим для економіки країни, тому що воно вирівнює поле річної кількості опадів на території України. У південно-східних регіонах річна кількість опадів підвищується на 10-15%, а в північно-західних – знижується на 5-10%, що може сприяти більш інтенсивному розвитку сільського господарства у цих регіонах.

Поряд з цим глобальне потепління несе значне збільшення небезпечних та стихійних явищ. Прогнозується збільшення частоти та інтенсивності небезпечних і стихійних гідрометеорологічних явищ. За даними ВМО, 90% усіх стихійних лих, від яких потерпає людство, мають гідрометеорологічне походження. Вплив стихійних гідрометеорологічних явищ на соціально-економічний розвиток суспільства зростає. Лише протягом 1992-2001рр. вони призвели до загибелі у світі понад 620 тис. чол. Загальні економічні збитки становили близько 450 млрд.дол.США, або 65% загального обсягу збитків, понесених у результаті всіх природних стихійних явищ за цей період.

Надзвичайні погодні умови, які все частіше спостерігаються у світі та в Україні, викликають до питань клімату підвищений суспільний інтерес, а унікальна за об'ємами та змістом гідрометеорологічна інформація, яка зберігається в Галузевому державному архіві гідрометслужби, що існує у складі ЦГО, дозволяє фахівцям робити історичні екскурси по клімату України майже на 2 століття в глибину. Галузевий державний архів (ГДА) Гідрометслужби України, який є складовою частиною ЦГО, має унікальні ряди спостережень за метеорологічними параметрами в багатьох містах України. Наприклад: дані спостережень за температурою повітря у Києві можна отримати починаючи з 1812 року, у Миколаїві з 1824 р., Одесі з 1839 р., Полтаві з 1848 р., Львові та Тернополі з 1864 року. Цей перелік можна продовжувати.

Спираючись на архівні дані, кліматологи обсерваторії визначили **9 кліматичних рекордів**, якими відзначилася природа за 150-річний період регулярних метеорологічних спостережень в Україні:

1. Максимальна температура повітря +41,3°C була зафіксована 20 та 21 липня 2007 року на метеостанції Вознесенськ у Миколаївській області;

2. Абсолютний мінімум температури повітря -41,9°C був спостережений 8 січня 1935 року на метеостанції Луганськ;

3. Найвища температура на поверхні ґрунту була спостережена 2 червня 1995 року на метеостанції Вознесенськ у Миколаївській області. В цей день поверхня ґрунту „розпеклась” до позначки 80°C;

4. Абсолютний мінімум температури поверхні ґрунту -46°C був зафіксований 31 січня 1987 року на метеостанції Куп'янськ у Харківській області;

5. Найбільша місячна кількість опадів 580 мм була виміряна під час катастрофічного паводку у Карпатах у червні 1969 року на гідрологічному посту Гута у Івано-Франківській області (до річч, для більшої частини території України це майже річна кількість);

6. Найбільша добова кількість опадів 278мм була зафіксована Карадазькою обсерваторією (АР Крим) 2 вересня 1991 року ;

7. Максимальна швидкість вітру 50м/с (180км/год) була зареєстрована 24 грудня 1947 року на метеостанції Ай-Петрі у Криму;

8. Максимальний діаметр ожеледі 207мм спостерігався у листопаді 2000 року на метеостанції Затишшя у Одеській області;

9. Найбільша висота снігового покриву 352см була зафіксована 25 березня 2006 року на сніголавинній станції Пожежевська, що розташована у Івано-Франківській області неподалік Говерли.

Аналізуючи частоту появи цих рекордів за послідовні стандартні тридцятирічні періоди, можна виявити зростання частоти кліматичних екстремумів в останні десятиріччя:

Період	1870-1900	1901-1930	1931-1960	1961-1990	1991-2008
Екстремуми	-	-	2	2	5

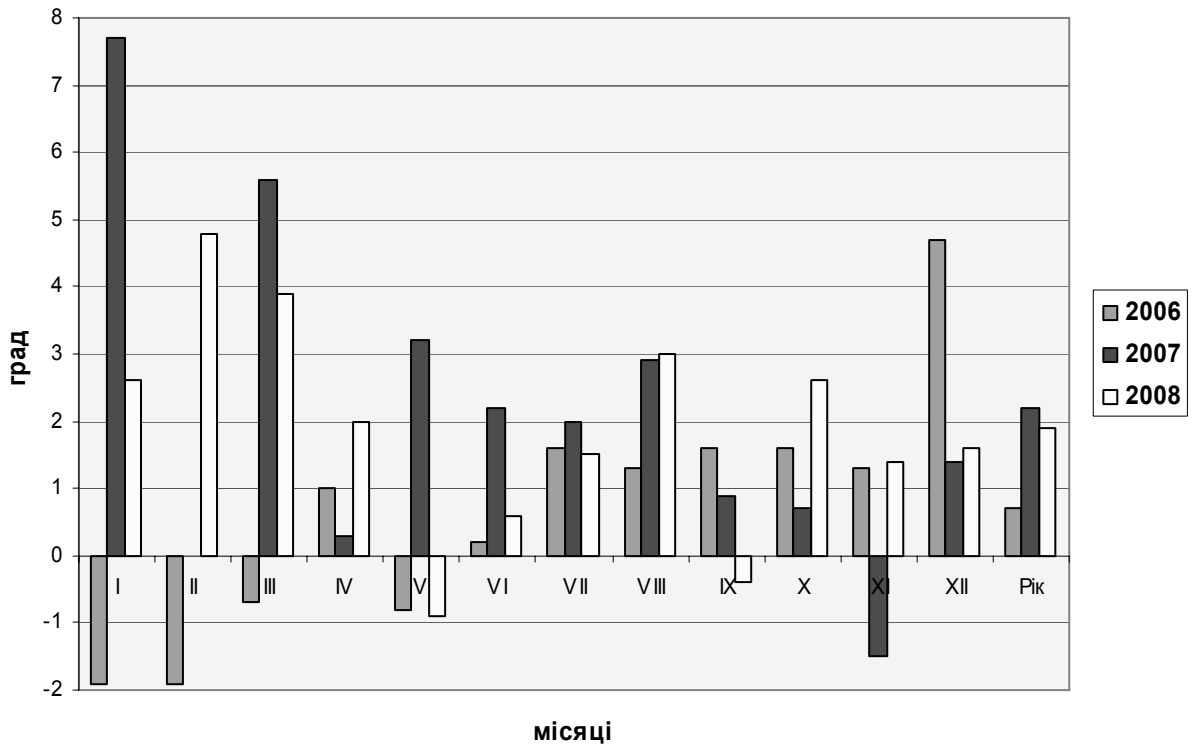
Зміни клімату призводять до зростання кількості надзвичайних та небезпечних явищ та зміни екстремумів. Яскравим прикладом цього може послужити різка зміна температурних параметрів у Києві протягом останніх трьох років (2006-2008рр) (рис 1).

Температура повітря у Києві у 2006-2008 роках та відхилення від норми

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Норма	-5,6	-4,2	0,7	8,7	15,2	18,2	19,3	18,6	13,9	8,1	2,1	-2,3	7,7
2006	-7,5	-6,1	0,0	9,7	14,4	18,4	20,9	19,9	15,5	9,7	3,4	2,4	8,4
відхилення	-1,9	-1,9	-0,7	+1,0	-0,8	+0,2	+1,6	+1,3	+1,6	+1,6	+1,3	+4,7	+0,7
2007	2,1	-4,2	6,3	9,0	18,4	20,4	21,3	21,5	14,8	9,4	0,6	-0,9	9,9
відхилення	+7,7	0,0	+5,6	+0,3	+3,2	+2,2	+2,0	+2,9	+0,9	+0,7	-1,5	+1,4	+2,2
2008	-3,0	0,6	4,6	10,7	14,3	18,8	20,8	21,6	13,5	10,7	3,5	-0,7	9,6
відхилення	+2,6	+4,8	+3,9	+2,0	-0,9	+0,6	+1,5	+3,0	-0,4	+2,6	+1,4	+1,6	+1,9

У 2006 році середня річна температура повітря перевищила стандартну кліматичну норму (середнє багаторічне значення розраховане за період 1961-90рр.), яка для Києва становить $7,7^{\circ}\text{C}$, на $0,7^{\circ}\text{C}$ і становила $8,4^{\circ}\text{C}$.

Відхилення температури повітря від норми, град. Київ



Початок року виявився холоднішим за норму на **1,9°C** (січень та лютий). Так 20 та 21 січня 2006 року були перевищені добові екстремуми для Києва:

20 січня – середня добова температура становила **-22,7 °C** (**-22,6 °C** 20 січня 1907 року), а добовий максимум склав **-20,6°C** (найбільш низьке значення добового максимуму раніше було відмічене у 1942 році і становило **-15,7°C**)

21 січня – середня добова температура стала рекордно низькою для цього дня за весь період спостережень **-23,8°C** (попереднє значення було відмічено 21 січня 1907 року і становило **-21,0°C**), найбільш низьке значення максимальної добової температури також було нижче за попереднє історичне значення для цього дня майже на **3°C** і становило **-20,3°C** (**-17,6°C** 21 січня 1907 року).

У березні-червні середні місячні температури повітря були у межах норми, у другу половину року середні місячні температури повітря перевищували норму на **≈1,5°C**.

Особливо теплим виявився грудень. У грудні 2006 року середня місячна температура повітря становила **2,4°C**, що є на **4,7°C** вище за норму. Найтеплішим за всю історію спостережень у Києві був грудень 1960 року, коли середня місячна температура склала **2,8°C**.

Так, 9 грудня 2006 року було зареєстровано найбільш високе значення середньої добової температури повітря **6,5°C** (попереднє значення **5,7°C** було зафіксоване 9 грудня 1915 року) та найбільш високе значення добового мінімуму **5,5°C** (**4,6°C** 9 грудня 1929 року). Ще більші перевищення

історичних екстремумів спостерігались 16 грудня 2006 року. Так, у цей день було зареєстроване найбільш високе значення середньої добової температури за весь період спостережень у місті $6,0^{\circ}\text{C}$ (попереднє значення $5,3^{\circ}\text{C}$ було відмічено 16 грудня 1958 року) і у цей же день було відмічено найбільш високе за всю історію спостережень у Києві максимальне значення добової температури повітря $11,4^{\circ}\text{C}$, що на $3,4^{\circ}\text{C}$ вище за попередній екстремум ($8,1^{\circ}\text{C}$ 16 грудня 1982). У цей день середня добова температура повітря була вища за середнє багаторічне значення на $9,2^{\circ}\text{C}$, а максимальна на $14,6^{\circ}\text{C}$.

Всього за 2006 рік перевищено 10 екстремальних значень добової температури повітря: середньої добової - 4, максимальної добової - 3, мінімальної добової - 3.

2007 рік став найтеплішим за всю історію метеорологічних спостережень у Києві, яка налічує понад півтора століття. До цього часу тримався рекорд 1975 та 1989 років - середня річна температура повітря в ці роки досягла $9,6^{\circ}\text{C}$. Цей рекорд перевищений у 2007 році на $0,3^{\circ}\text{C}$, середня річна температура становила $9,9^{\circ}\text{C}$, річна норма була перевищена на $2,2^{\circ}\text{C}$. Лише у лютому середня місячна температура повітря відповідала нормі, а у листопаді була нижча за норму на $1,5^{\circ}\text{C}$. В усі інші місяці було зафіксовано перевищення норми, особливо відзначились березень (перевищення $+5,6^{\circ}\text{C}$) та січень (перевищення $+7,7^{\circ}\text{C}$). Січень 2007 року став найтеплішим за більш ніж 125 років ($2,1^{\circ}\text{C}$ при нормі $-5,6^{\circ}\text{C}$). 23 рази у січні метеостанція Київ фіксувала перевищення рекордних добових значень температури повітря. Таким ж багатим на рекорди виявився і травень, протягом якого 23 рази були перевищені добові рекорди минулих років, а 27 травня був зафіксований абсолютний максимум температури повітря для цього місяця за всі роки спостережень - $33,6^{\circ}\text{C}$. Рекорд, який протримався з 1924 року був перевищений на $0,6^{\circ}\text{C}$. Середня місячна температура травня була вища за норму на $3,2^{\circ}\text{C}$. Літні місяці також внесли свій помітний вклад у загальний рекорд, перевищення норми відзначалось у межах $2,0-2,9^{\circ}\text{C}$. Поряд з цим осінь за рахунок листопада виявилась на $0,4^{\circ}\text{C}$ холодніша за норму.

Всього за 2007 рік у Києві перевищено 57 екстремальних значень добової температури повітря: середньої добової - 21, максимальної добової - 14, мінімальної добової - 22. Крім того, у січні був побитий рекорд ($0,5^{\circ}\text{C}$ у 1989 році) найвищої середньої місячної температури повітря для цього місяця, та як вже було сказано вище, рекорд середньої річної температури. В цілому за рік було побито 59 рекордів температури.

2008 рік увійде в десятку найтепліших за всю історію систематичних спостережень за світовою погодою і займе у цьому рейтингу восьме місце. Однак на фоні високої середньої річної температури повітря у різних регіонах світу були зафіксовані різкі перепади температури повітря, які супроводжувались екстремальними явищами (руйнівні повені, сильні засухи).

У Скандинавії, наприклад, зима 2008 року була найтеплішою за період з 1850 року. Водночас у Туреччині, Афганістані та Китаї січень і лютий були незвично холодними.

Цей рік став другим у рейтингу найтепліших років за 150-річний період метеорологічних спостережень у Києві. Найтеплішим залишився 2007 рік з середньою річною температурою 9,9°C. 2008р. повторив значення 1975 та 1989 років – середня річна температура повітря в ці роки досягла 9,6°C. У 2008 році річна норма була перевищена на 1,9°C. Найбільше перевищення середньої місячної температури повітря було зафіксовано у лютому – майже на 5°C, взагалі у 2008 році саме у зимові місяці температура повітря найбільш перевищувала багаторічну норму, дуже теплими були весняні місяці та осінь. Лише травень та вересень виявились трохи холоднішими за норму.

На завершення ще раз наголошуємо, що глобальне потепління яскраво прослідковується в останні десятиріччя, причому з роками воно стає більш інтенсивним. Про це можуть свідчити наступні дані - середня річна температура повітря у Києві в різні періоди становила: 1881-1960 - 7,1°C, 1961-1990 - 7,7°C, 1991-2007 - 8,6°C.

Література

1. Клімат України / за редакцією В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М.Бабіченко. – К. : вид-во Раєвського, 2003. 2. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / за ред. В.М.Ліпінського, В.І.Осадчого, В.М.Бабіченко. – К. : Ніка-Центр, 2006. 3. *Степаненко С.М.* Изменения климата. Что нас ожидает в ближайшем будущем / С.М. Степаненко // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2007. – №2. 4. Кліматичний кадастр України / Центральна геофізична обсерваторія. – К. : ЦГО, 2005.

Косовець О.О., Пахалюк О.Є. Кліматичні екстремуми в умовах зміни клімату. Висвітлено проблему глобальних та регіональних змін клімату, що призводять до його потепління у результаті антропогенного внеску до посилення природного парникового ефекту. Приведені деякі сценарії кліматичних змін у майбутньому та кліматичні рекорди України.

Косовець А.А., Пахалюк О.Е. Климатические экстремумы в условиях изменения климата. Освещена проблема глобальных и региональных изменений климата, приводящих к его потеплению вследствие антропогенного вклада в усиление естественного парникового эффекта. Приведены некоторые сценарии климатических изменений в будущем и климатические рекорды Украины.

Kosovets O., Pakhalyuk O. Climatic extremes in the climate changes. The problem of the global and regional actual climatic changes is interpreted. This problem can be the cause of the climate warming due to antropogenic contribution to the natural greenhouse effect strengthening. Some scenarios of climate changes in the future and climatic extremes value of the Ukraine are discribed.

МЕТОДИЧНІ АСПЕКТИ СВІТЛОЛОКАЦІЙНИХ ВИМІРЮВАНЬ ВИСОТИ НИЖНЬОЇ МЕЖІ ХМАР

Ключові слова: вимірювач, висота нижньої межі хмар, форми хмарності, атмосферні явища, інтерпретація результатів.

Висоту нижньої межі хмар (ВНМХ) можна визначити візуально або виміряти за допомогою приладів. На метеорологічних станціях використовують обидва методи, оскільки сучасні прилади можуть вимірювати ВНМХ лише у випадку, коли хмари знаходяться безпосередньо над приладом. В іншому разі проводять візуальну оцінку ВНМХ. Для інструментальних вимірювань на метеорологічній мережі використовують як традиційні вимірювачі ИВО-1М, так і більш сучасні (“Промінь” , ”Пеленг”, ЛВВХ тощо).

Хоч технологічно ці прилади виконані з використанням локаційного методу вимірювань, результати їхніх вимірювань дещо відрізняються. В ИВО-1М і в “Промені” застосовується світлолокаційний метод вимірювань, коли випромінювач посилає світлові імпульси до хмари, а приймач приймає відбитий імпульс і перетворює його в електронний сигнал, підсилює і передає на пульт управління чи на ПК. ВНМХ за допомогою ИВО-1М чи “Променя” визначається за часом проходження світловим пучком шляху від випромінювача до хмари і назад.

Висоту хмар визначають за формулою: $H = \frac{c\tau}{2}$, де c – швидкість світла ($3 \cdot 10^8$ м/с), τ – час (повинен визначатися з точністю до 10^{-7} с).

За допомогою ИВО-1М проводять точкові заміри в ручному режимі. Враховуючи неоднорідність основи хмар, випадкові разові вимірювання можуть привести до загальної похибки у визначенні ВНМХ. Проте узагальнення шляхом осереднення за певний проміжок часу, за умови, що ці осереднені результати є репрезентативними для певного простору навколо метеомайданчика, не завжди можливе.

Як відомо, відносна вологість під хмарами зростає з висотою, досягаючи 100% на кілька десятків метрів нижче основи хмар, - це так званий підхмарний серпанок. Під хмарами можуть бути також опади, які досягають землі або випаровуються (Облака, 1989).

Зондуючий сигнал, проходячи через шари повітря, насичені вологою внаслідок серпанку чи опадів, втрачає частину енергії, відбитий хмарию сигнал таким же чином теж втрачає значну частину енергії, проходячи до фотоприймача. Внаслідок цього сигнал, відбитий від опадів чи серпанку, може за інтенсивністю перевищувати сигнал від хмари.

Використовуючи для спостережень прилади типу ИВО досвідчений спостерігач може відрізнити ці сигнали за формою на екрані електронно – променевої трубки. Проте у випадках сильних опадів чи туману визначити ВМХ за допомогою ИВО-1М неможливо, тому що відбитий сигнал має вигляд синусоїди.

Використовуючи ИВО-1М, технік-метеоролог вручну підводить розвертку до візирної лінії таким чином, щоб вона проходила через середину переднього фронту відбитого сигналу.

Такі вимірювання дещо суб'єктивні. Проте спроби автоматизувати процес вимірювань ВМХ привели до погіршення достовірності даних [Круглов Р.А., 2003]. Це пов'язане з тим, що у послідовні вимірювання ВМХ протягом певного періоду (зазвичай $T=2\text{хв}$) можуть потрапити розриви у нижньому шарі хмар, і тоді проста статистична обробка приводить до викривлення результатів. Ряд авторів запропонували алгоритм із застосуванням так званої 30-% порядкової статистики [Волков О.А., Круглов Р.А., Симонов Н.І., Трегуб В.П., 2000], який дає можливість надійно виявити другий (вищий) шар хмар.

Проте за такої ковзної вибірки, з якої вибирається певне “вікно”, а найближчі і найбільші значення відкидаються, найнижча висота хмар може бути виключена. У синоптичних телеграмах повідомляють про найнижчу висоту хмар (часто це висота, визначена візуально) та про висоту хмар, визначену інструментально. У більшості випадків ці висоти не співпадають. Крім того, відповідно до [Руководства..., 2000] не існує на сьогодні визначення самого поняття нижньої межі хмар, вимірюваних за допомогою приладів. Таким чином, є методична проблема.

За ВМХ вважають найнижчу зону, в якій прозорість, що відповідає ясному небу або серпанку, переходить до прозорості сукупності водяних крапель і кристалів льоду.

В цій роботі автори проаналізували результати вимірювань ВМХ на ОГМС Київ за січень-квітень 2009р. за допомогою приладів ИВО-1М та «Промінь». Використані книжки спостережень КМ-1, бази даних «Променя», місячні таблиці ТМС. В процесі виробничих випробувань, які проводяться на станції, спостережники здійснювали синхронні вимірювання ВМХ обома приладами в строки спостережень.

Відповідно до порядку проведення спостережень на станції, вимірювання ВМХ здійснюється за допомогою ИВО-1М в 55 хв. години перед строком спостережень, тобто, о 02.55, 05.55, 08.55 тощо. Вимірювання по «Променю» представлені на екрані монітора у вигляді послідовних точок на графіку. Спостережники в 55 хв. знімали з графіка результати точкового вимірювання, та осереднену висоту за 5 хв. В середньому різниця між даними за ИВО-1М та «Променем» склала близько 50 м.

Результати цього дослідження представлені в табл.1.

За наявності сильних та помірних опадів чіткий та відбитий сигнал на осцилографі ИВО, як правило, відсутній, і ВМХ у такому випадку визначали візуально.

Таблиця 1 – Середня різниця ВНМХ, виміряних за допомогою ИВО-1М та «Променя» за різних форм хмарності

Форма хмар	Кількість випадків	Середня різниця, м
St	103	66
Sc	66	46
Sc, Frnb	15	102
Ns, Frnb	81	41
Cb	8	46

У «Променя» відбитий сигнал є за будь-яких умов, навіть за явності туману (таких випадків за час досліджень було 90), при цьому визначалася не ВНМХ, а вертикальна видимість.

Враховуючи велику неоднорідність основи хмар, особливо за наявності кількох форм різних ярусів, середня різниця висот у даному разі є мало інформативною характеристикою.

Як видно з таблиці 2 та рисунку 1, де наведені характерні приклади ВНМХ за різних форм хмарності та видів опадів, які спостерігалися в період випробувань, в січні 2009р., навіть за слабких опадів «Промінь» занижує ВНМХ порівняно з висотою, визначеною за допомогою ИВО-1М.

Таблиця 2 – Залежність ВНМХ від типу приладу та форм хмарності

Дата, строк	Форма хмар	Атмосферні явища	Дані ИВО, м	Дані «Променя», м			Амплітуда, м
				осередненні за 2хв	порядкова вибірка за 10хв. (по Круглову)	порядкова вибірка за 2 хв. (по Круглову)	
01.01, 18	St und	-	590	600	600	590	50
03.01, 09	Ns, Frnb	слабкий сніг	520	390	360	390	16
04.01, 00	Sc, Frnb	-	480	1000	330	430	1270
05.01, 09	Sc cast	слабкий сніг	700*	440	440	470	60
07.01, 12	Sc op	слабкий сніг, до 11.32	510	370	370	360	45
23.01, 15	St neb	серпанок	280	160	150	160	22
24.01, 00	Ns, Frnb	дощ	210	100	80	80	**
26.01, 09	Ns, Frnb	слабкий дощ	200	70	70	60	**
29.01, 09	St und	серпанок	310	160	160	160	**
30.01, 03	Sc, Frnb	-	260	510	260	260	80
30.01, 06	Sc, Frnb	-	250	230	220	220	700
30.01, 15	Cb calv	сніжна крупа	560	460	420	450	200

* візуальні спостереження

** вертикальна видимість

Як видно з таблиці, за суцільної хмарності (St und, Cb) усі три методи (точкове вимірювання, осереднення за 2 хв. та порядкова вибірка) дають однакові результати. За умов розривів у нижньому шарі хмарності, зокрема, при наявності Frnb, як видно на рис. 1-г, точкові вимірювання відрізняються від узагальнених даних.

На рис. 2 представлено приклад трьохшарової хмарності (Frnb і два шари Sc) з найбільшими розходженнями ВНМХ, одержаними різними методами.

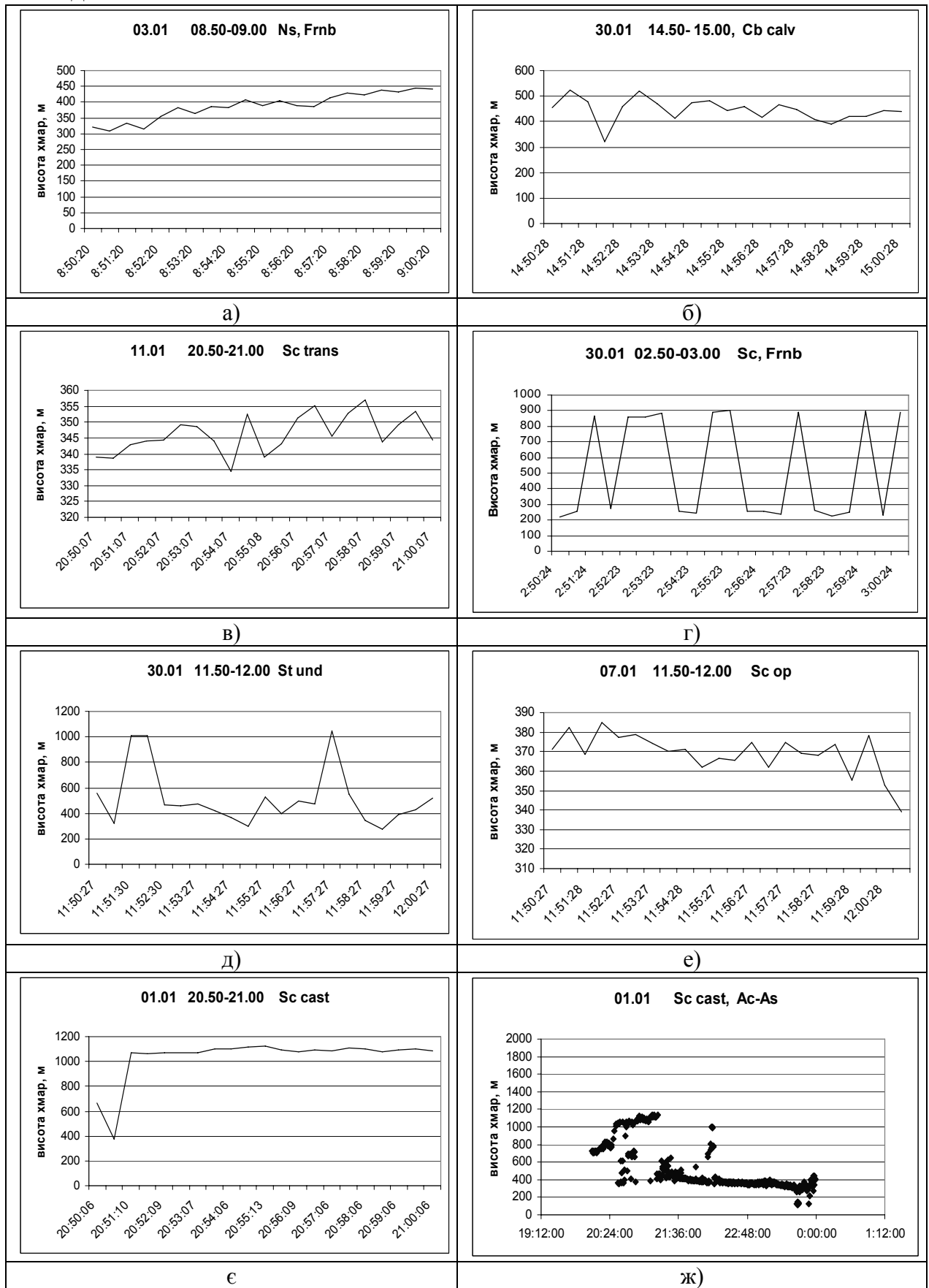


Рис. 1 – Приклади вимірювання ВНМХ в строки спостережень за різних форм хмарності.

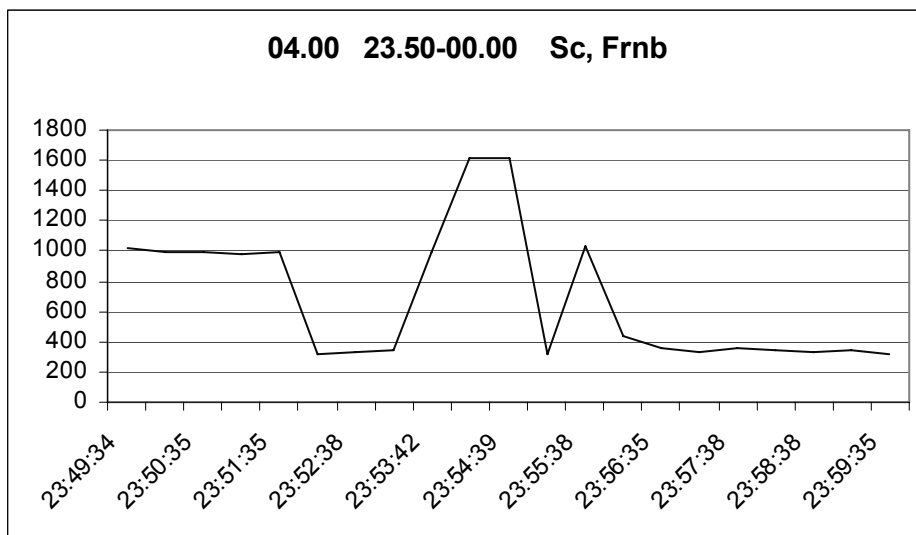


Рис. 2 – Приклад трьохшарової хмарності у строк спостережень.

Таблиця 3 – Кількість випадків інструментальних та візуальних вимірювань ВНМХ за січень-квітень 2009 р.

Місяці	Кількість випадків хмар нижнього ярусу		Кількість візуальних визначень ВНМХ	В % від хмар нижнього ярусу	Кількість вимірювань за ИВО-1М
	Всього	8-10 балів			
Січень	114	107	12	11	102
Лютий	137	119	18	13	119
Березень	127	93	34	27	93
Квітень	22	5	21	95	1

Суцільна хмарність характерна для зимового періоду. В літні місяці збільшується повторюваність форм хмар з розривами, просвітами, або у вигляді окремих утворень. Кількість візуальних визначень ВНМХ за таких умов збільшується, як це видно з табл. 3.

Таким чином, реалізація завдання автоматичного одержання достовірної оперативної інформації на сьогодні залишається проблематичною. З 2-х основних вимог авіації до вимірювання ВНМХ: одержання поточних значень і стійких характеристик хмарності надійно виконується лише перша. Друга в наслідок великої просторово-часової мінливості ВНМХ виконується з похибкою, викликаною тим, що наявність просвітів у хмарах, дво – або багатшарової хмарності, а також помилкових сигналів внаслідок впливу опадів, серпанку тощо може різко впливати на результати осереднення.

За даними [Труды ГГО, 1987] для одержання стійких характеристик хмарності інтервал осереднення повинен бути 15-20хв.

На нашу думку, доцільно використовувати інтервал осереднення 10хв, за період, який відповідає строку спостережень. За швидкості переносу хмарних утворень 10 м/с це охоплює простір близько 6 км. В умовах низької хмарності та певної захищеності метеомайданчика це відповідає оглядовій зоні спостережника.

Висновки. Світлолокаційні вимірювачі ВНМХ «Промінь» на станціях, обслуговуваних персоналом, повинні використовуватися лише за умов візуальної корекції метеоролога з урахуванням наявності в хмарах просвітів та багат шаровості.

За умов однорідної поверхні основи хмар (амплітуда між крайніми значеннями не перевищує 10% від ВНМХ), за висоту хмар можна вважати середню висоту за інтервал 2хв. В строк спостережень варто брати період 54-56хв перед строком, тобто середнє значення з 5-ти 30-секундних вимірювань.

В разі складного рельєфу нижньої межі хмар, наявності розривів, кількох шарів хмар, спостережник повинен визначити за 10-ти хвилинний період в строк спостережень висоту найнижчого шару хмар, з осередненням не менше 6-ти точок. Окремі випадки $\Delta h > 0,1h$ не враховуються.

Розробникам вимірювача ВНМХ «Промінь» варто реалізувати алгоритм порядкової 30% статистики Круглова Р.А. для 2-хв і 10-хв. інтервалів, з наданням можливості метеорологам вибору методу визначення ВНМХ в залежності від характеру хмарності.

Під час випадіння опадів «Промінь» можна використовувати лише для визначення вертикальної видимості в аеропортах. Для кліматичних спостережень ВНМХ під час випадіння опадів «Промінь» не варто використовувати, а визначати висоту нижньої межі хмар візуально.

Література

1. *Круглов Р.А.* Алгоритмы повышения достоверности светолокационных измерений высоты облаков применительно к задаче автоматизированной обработки эхосигналов от облачной атмосферы / Р.А. Круглов //Труды ГГО. – 2003. – Вып.551. – С. 95-103. 2. *Персин С.М.* Измерение высоты нижней границы облаков и характеристик облачности как задача распознавания образов / С.М. Персин //Труды ГГО. – 1987. – Вып.512. – С. 79-91. 3. *Облака и облачная атмосфера.* Справочник / Под ред. И.П. Мазина, А.Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. 4. *Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений.* ВМО №8, 2000. 5. *Способ обнаружения облачных слоев и определения высоты их нижней границы* / О.А.Волков, Р.А.Круглов, Н.И.Симонов, В.П.Трегуб. Патент на изобретение № 254289 от 10.08.2000.

Швень Н.І, Павленко О.А., Орнатський І.А. **Методичні аспекти світлолокаційних вимірювань висоти нижньої межі хмар.** Проаналізовані результати випробувань вимірювача висоти нижньої межі хмар «Промінь» за різних форм хмарності та наявності атмосферних явищ. Оцінена можливість використання різних методів узагальнення для одержання кліматичних даних про висоту хмар. Розроблені рекомендації метеорологам щодо інтерпретації результатів вимірювань висоти хмар за допомогою вимірювача «Промінь».

Швень Н.И, Павленко О.А., Орнатский И.А. **Методические аспекты светолокационных измерений высоты нижней границы облаков.** Проанализированы результаты испытаний измерителя высоты нижней границы облаков "Промінь" при условиях различных формах облаков и присутствия атмосферных явлений. Оценена возможность использования различных методов обобщения для получения климатических данных о высоте облаков. Разработаны рекомендации метеорологам по интерпретации результатов измерений высоты облаков с помощью измерителя "Промінь".

Shven N., Pavlenko O., Ornatskyi I. Methodical aspects for tests of a measuring instrument of height of the bottom border of clouds. Results of tests of a measuring instrument of height of the bottom border of clouds "Promin" at various conditions of forms of clouds and presence of the atmospheric phenomena are analysed. The possibility of use of different methods of generalization for gettings of climatic data about height of clouds is estimated. Recommendations to meteorologists on interpretation of results of measurements of height of clouds by using the "Promin" are developed.

УДК 551.580

Л.С. Рибченко, С.В. Савчук
*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут*

ЗМІНА ТРИВАЛОСТІ СОНЯЧНОГО СЯЙВА В УКРАЇНІ ЗА ОСТАННЄ ДВАДЦЯТИРІЧЧЯ

Ключові слова: тривалість сонячного сяйва, останнє двадцятиріччя, стандартна кліматична норма

Вступ. Тривалість сонячного сяйва є однією із важливих характеристик радіаційного режиму [1]. Вона визначається світлою частиною доби і хмарністю та збільшується з півночі на південь. Широтний розподіл тривалості сонячного сяйва порушується внаслідок особливостей режиму хмарності.

Неоднорідність підстильної поверхні призводить до мозаїчності у розподілі тривалості сонячного сяйва у горах. Внаслідок антропогенної діяльності, що спричиняє забруднення атмосфери (міста і великі промислові комплекси), відбувається падіння годин сонячного сяйва [2-4].

Збільшення надходження в атмосферу аерозольних часток внаслідок виверження вулканів, зумовлює значне скорочення тривалості сонячного сяйва. Виникнення таких атмосферних явищ, як пилові бурі, тумани, імла –істотно зменшують надходження сонячного сяйва до земної поверхні.

Таким чином, на тривалість сонячного сяйва впливає ряд чинників природного і антропогенного походження. Істотні коливання відбуваються внаслідок характеру циркуляції атмосфери, що призводить до формування досить значних розбіжностей у значеннях тривалості сонячного сяйва протягом доби, місяця і року.

Тривалість сонячного сяйва знаходить використання у різних галузях економіки. За його значеннями проводяться розрахунки для геліоенергетики, сільського господарства, будівництва, експлуатації різних споруд і т.ін.

В умовах нинішнього коливання і зміни клімату, набуває значення визначення перетворень, що відбуваються із формуванням

тривалості сонячного сьйва та її динамікою протягом періоду спостережень.

Мета роботи. Дослідити зміни тривалості сонячного сьйва за 1986-2005 рр. відносно стандартної кліматологічної норми 1961-1990.

Дані та методи. Оцінка зміни тривалості сонячного сьйва проводилась з використанням результатів спостережень мережі метеорологічних станцій Держкомгідромету за 1961-2005 рр. Тривалість сонячного сьйва вимірюється мережею метеорологічних станцій, що налічує втричі більшу кількість пунктів спостережень, ніж існуюча мережа актинометричних станцій, а тому значною мірою доповнює їх.

Дослідження проведено за даними місячних і річних значень. Використовувався метод порівняльного аналізу результатів вимірів за два періоди.

Результати досліджень. *Зимом* тривалість сонячного сьйва за 1961-1990 рр. змінюється по території від 140 год на сході до 255 год у центрі Криму. Мінімум тривалості сонячного сьйва спостерігається у грудні, від 25 год на півночі до 75 год на Південному узбережжі Криму, зумовлений найменшою висотою Сонця і найбільшою повторюваністю хмарності (рис.1).

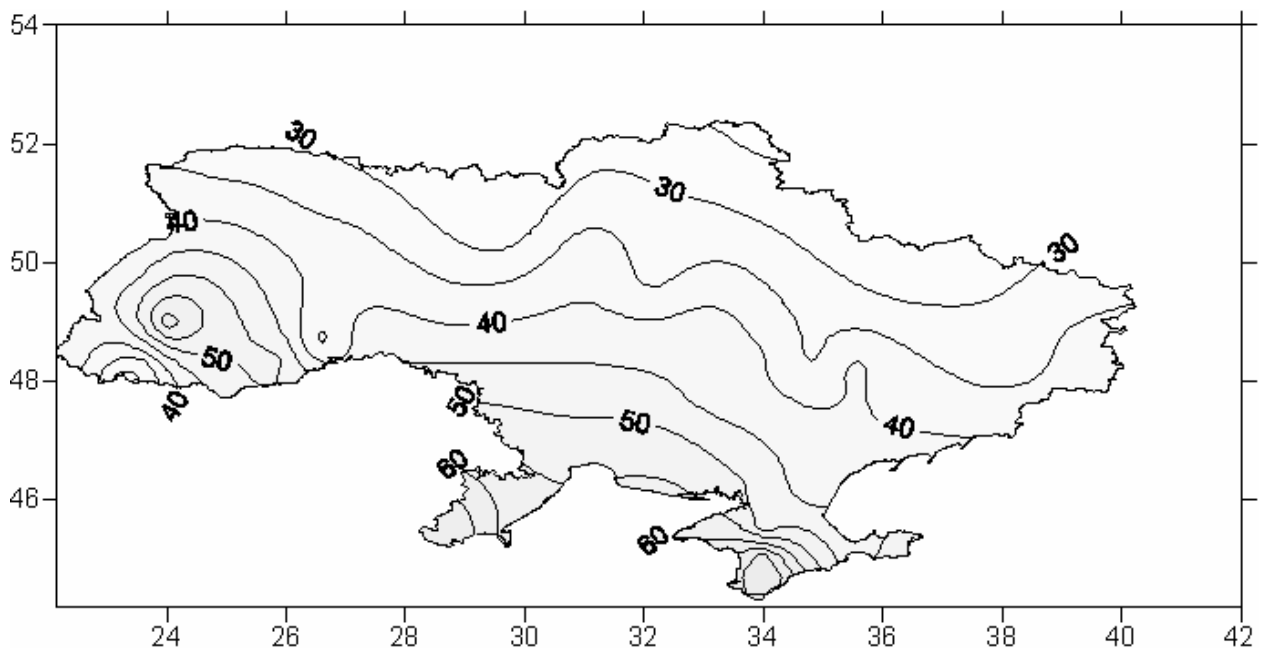


Рис. 1 – Тривалість сонячного сьйва (год) у грудні за 1961-1990 рр.

За 1986-2005 рр мінімальна тривалість у грудні становила від 30 год на північному сході до 75 год на Південному березі Криму (рис.2).

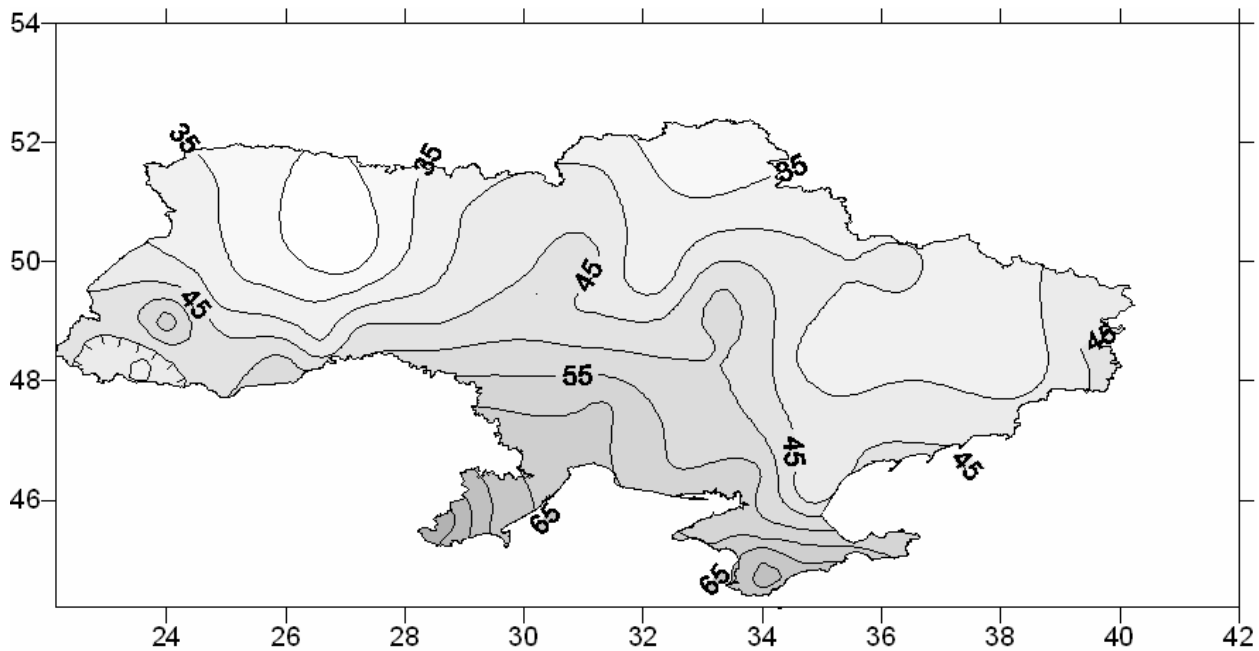


Рис. 2 – Тривалість сонячного сяйва (год) у грудні за 1986-2005 рр.

За останнє двадцятиріччя тривалість сонячного сяйва взимку змінюється від 130 год на північному сході до 260 год у Криму. Вона становить 8-10 % від річної суми. У цьому сезоні сонячне сяйво досягає 20-30 % відносно можливої тривалості на більшій частині країни.

Відмічалось коливання тривалості відносно стандартної кліматологічної норми 1961-1990 рр по території. Зменшення тривалості сонячного сяйва відбулося на півночі і заході (найбільше до 19 % на північному сході і заході) та поступове збільшення у південному напрямі (до 6-16 % на півдні і Південному березі Криму).

Весною спостерігається істотне підвищення тривалості сонячного сяйва, зумовлене збільшенням висоти Сонця і довжини дня та зменшенням хмарної погоди. За 1961-1990 рр. вона змінюється від 375 год на вершинах Українських Карпат до 655 год у центрі Криму, досягаючи 27-32 % відносно річної суми. Сонячне сяйво становить від 40 до 53 % від можливої тривалості сонячного сяйва. В кінці весни, у травні, внаслідок зменшення хмарності і збільшення висоти Сонця, тривалість сонячного сяйва підвищується до літніх значень.

За останнє двадцятиріччя тривалість сонячного сяйва майже всюди підвищилась відносно 1961-1990 рр., досягаючи 395 год на вершинах Українських Карпат і 680 год у центрі Криму. Найбільш суттєве збільшення спостерігалось на північному сході (7 %) і півдні (11 %) країни.

Влітку тривалість сонячного сяйва стає найбільшою за рік і мало змінюється протягом червня-серпня, а максимум відмічається у липні, від 165 год на вершинах Українських Карпат до 350 год у Криму (рис.3).

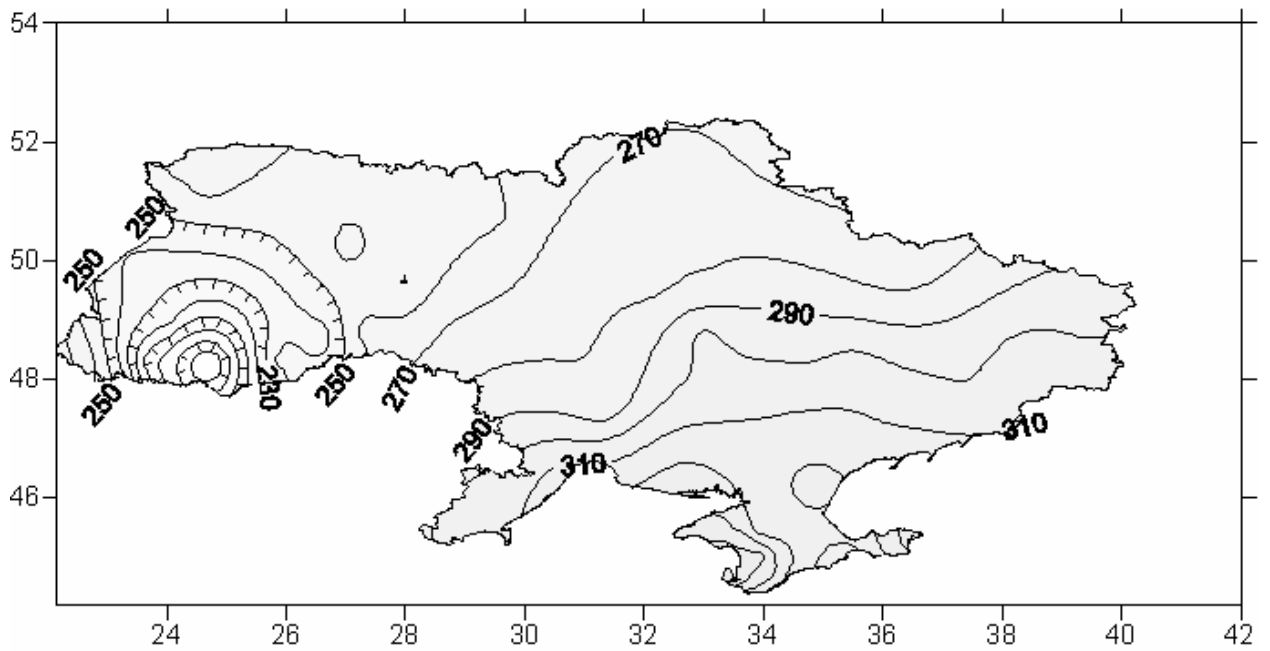


Рис. 3 – Тривалість сонячного сяйва (год) у липні за 1961-1990 рр.

Влітку, за 1961-1990 рр., на вершинах Українських Карпат спостерігається найменша тривалість сонячного сяйва - 485 год, зумовлена великою повторюваністю хмарності, а найбільша - 1010 год, у Криму. Вона досягає від 35 до 42 % річної суми по території, та змінюється від 34 % на вершинах Українських Карпат до 74 % у Криму, відносно можливої тривалості.

За останнє двадцятиріччя, літом, тривалість сонячного сяйва становить від 520 год на вершинах Українських Карпат до 1015 год у Криму. Максимум тривалості спостерігається у липні, змінюючись від 180 год в Українських Карпатах до 370 год у Криму (рис.4).

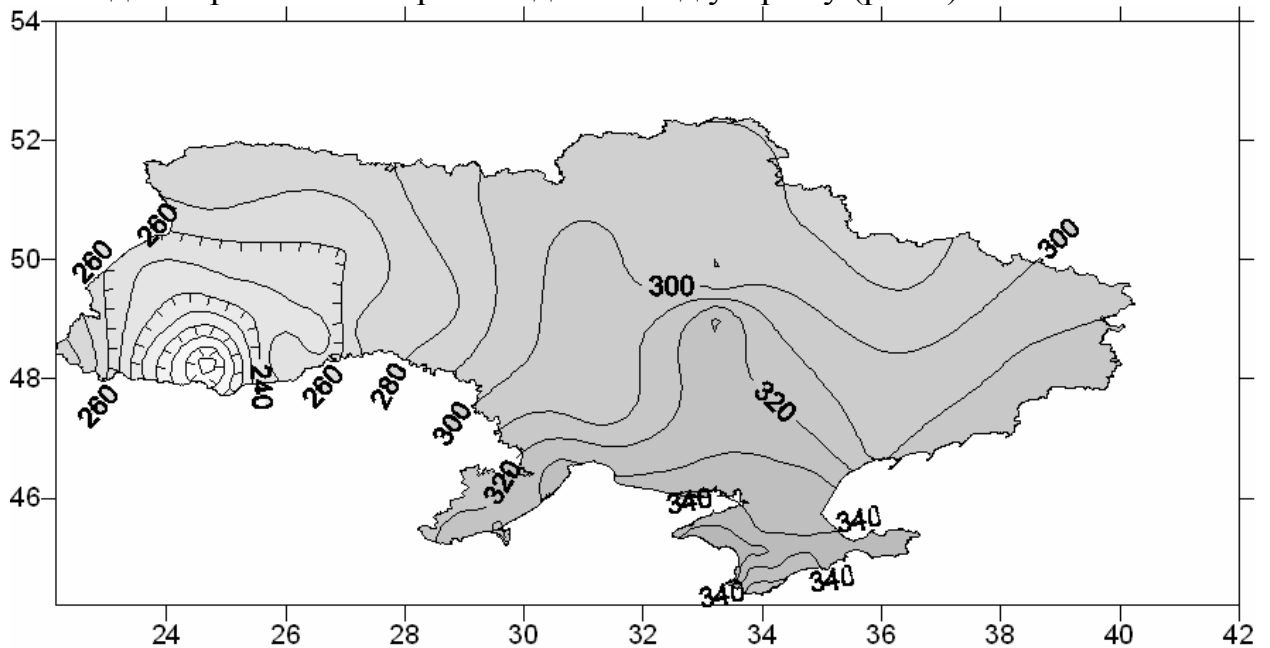


Рис. 4 – Тривалість сонячного сяйва (год) у липні за 1986-2005 рр.

За 1986-2005 рр., влітку, тривалість сонячного сяйва для більшої частини території збільшилась і тільки у червні відмічалось зменшення, для деяких станцій досить істотне. Для території Українських Карпат і Закарпаття спостерігалось значне підвищення тривалості протягом літа до 25 %.

Восени тривалість сонячного сяйва істотно скорочується, що особливо виявляється з жовтня і зумовлено зменшенням висоти Сонця, і тривалості дня та збільшенням хмарності. За 1961-1990рр. тривалість сонячного сяйва становила від 320 год на північному сході і заході до 575 год у центрі Криму. Вона зменшується до 17 – 23 % відносно річної суми, та змінюється від 32 % на північному сході до 57 % у центрі Криму, від можливої тривалості сонячного сяйва.

За останнє двадцятиріччя, восени, тривалість сонячного сяйва змінювалась від 300 год на заході до 550 год у центрі Криму. Відбулося зменшення тривалості по всій території, особливо суттєве, до 30 %, для деяких станцій у вересні - жовтні.

Тривалість сонячного сяйва у холодний період має строкатий розподіл по території. Найменші значення від 295 год реєструються на сході і півночі, а найбільші - 530 год у центрі Криму. Вони досягають 17-20 % від річної суми на більшості території. В Українських Карпатах, внаслідок збільшення малохмарної погоди, тривалість сонячного сяйва відносно річної суми підвищується до 25 %. У цей період сонячне сяйво становить лише 20–25 % відносно можливої тривалості на більшості території, збільшуючись на Кримському півострові до 32–35 %, а в горах Криму - до 34 %. Досить значне підвищення до 30 %, зумовлене зменшенням хмарності, і в Українських Карпатах.

За останнє двадцятиріччя, у холодному періоді, відмічалось коливання тривалості сонячного сяйва на території відносно кліматологічної стандартної норми 1961-1990 рр. Найменша тривалість - 300 год спостерігалась на північному сході і північному заході, а найбільша - 525 год у центрі Кримського півострова. На більшості території відзначалось підвищення числа годин сонячного сяйва, а найбільше до 9-11 % у південному Степу. Коливання тривалості відносно 1961-1990 рр. для половини території становило від позитивних до від'ємних 0-3 %, але характеризувалось нестабільністю на близьких відстанях. Суттєве зменшення сонячного сяйва на 14 % відбулося на окремих ділянках Подільської височини.

Тривалість сонячного сяйва теплого періоду становить 80–83 % від річних значень на більшості території і тільки в горах Криму зменшується до 77 %, а на вершинах Українських Карпат до 74 %. Найменша тривалість - 1300 год відмічається на заході і півночі країни, з мінімальними значеннями - 1020 год на вершинах Українських Карпат. Найбільша тривалість - 1900 год спостерігається у центрі і на західному узбережжі Криму. У цей період зростає число годин

сонячного сяйва відносно можливої тривалості. Найменші значення до 45 % відмічаються на заході країни, збільшуючись у південному Степу до 60 % і 65 % на західному узбережжі Криму. Мінімальні вони до 35 % на вершинах гір і не перевищують 40 % на південно-західному схилі Українських Карпат.

За останнє двадцятиріччя 1986-2005 рр. тривалість сонячного сяйва теплого періоду на більшості території підвищилась. Вона становить від 1370 год на заході до 1950 год на західному узбережжі Криму. Найменшою залишається на південно-західному схилі Українських Карпат та на їх вершинах (Міжгір'я - 1250 год, Пожежевська – 1040 год). Найбільше зростання сонячного сяйва до 10 % відбулося на заході і північному заході та досить помітне - до 6 % в Українських Карпатах і Закарпатті.

Коливання числа годин сонячного сяйва відносно стандарту знаходиться у межах позитивних і від'ємних 0-5 % та відзначається нестабільністю на невеликих відстанях в одному регіоні.

Річна тривалість сонячного сяйва змінюється за 1961-1990 рр по території від 1620 год на Подільській височині до 2450 у центрі Криму (рис. 5).

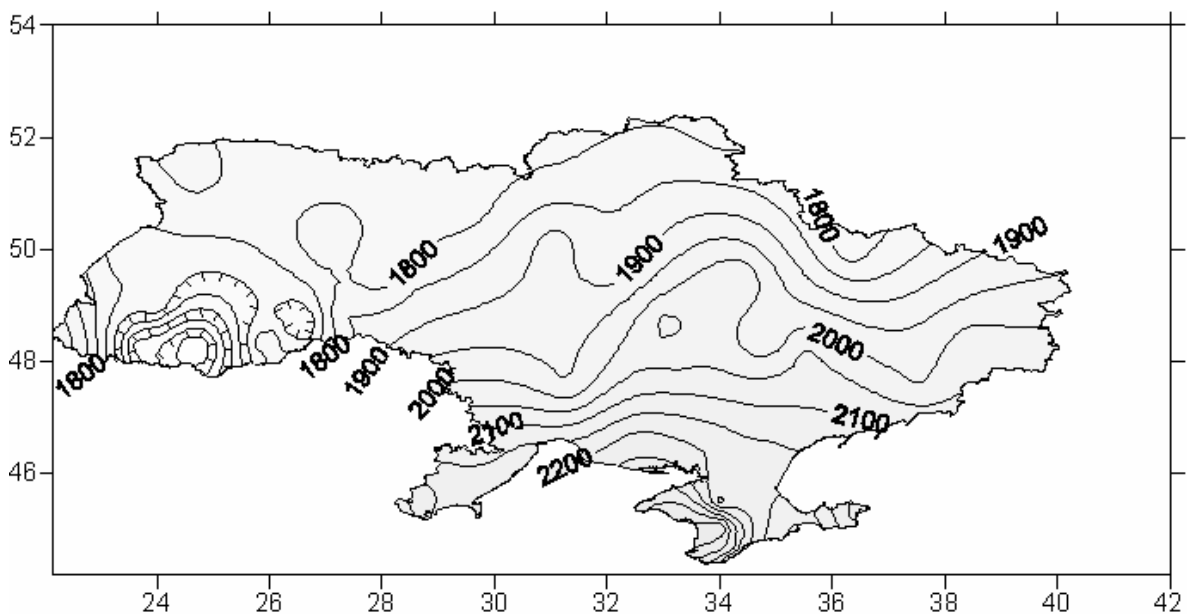


Рис. 5 – Річна тривалість сонячного сяйва (год) за 1961-1990 рр.

Мінімальні значення тривалості спостерігаються на вершинах (Пожежевська - 1370 год) та на південно-західному схилі Українських Карпат (Міжгір'я – 1520 год). Тривалість сонячного сяйва становить по території від 36 % на Подільській височині до 55 % у центрі Криму, відносно можливої тривалості, а мінімальною залишається на вершинах Українських Карпат (Пожежевська – 31 %).

За останнє двадцятиріччя річна тривалість сонячного сяйва по території досягає від 1680 год на Подільській височині до 2470 год у центрі Криму (рис. 6).

На більшій частині території вона збільшилась, проте відмічаються істотні коливання у одному регіоні. Найбільші позитивні відхилення спостерігаються на Подільській височині до 170 год (10 %) і Закарпатській низовині до 110 год (6 %) та Чорноморському узбережжі до 140 год (6 %). Стале підвищення тривалості сонячного сйива відмічається на південно-західному схилі і на вершинах Українських Карпат, і на територіях прилеглих до Карпат.

Досить значні розбіжності з позитивними і від'ємними відхиленнями на невеликих відстанях зафіксовано на півдні країни і Чорноморському узбережжі. Так, на крайньому південному заході позитивні відхилення досягають 110 год (5 %), а на сході Чорноморського узбережжя від'ємні відхилення становлять 110 год (6 %).

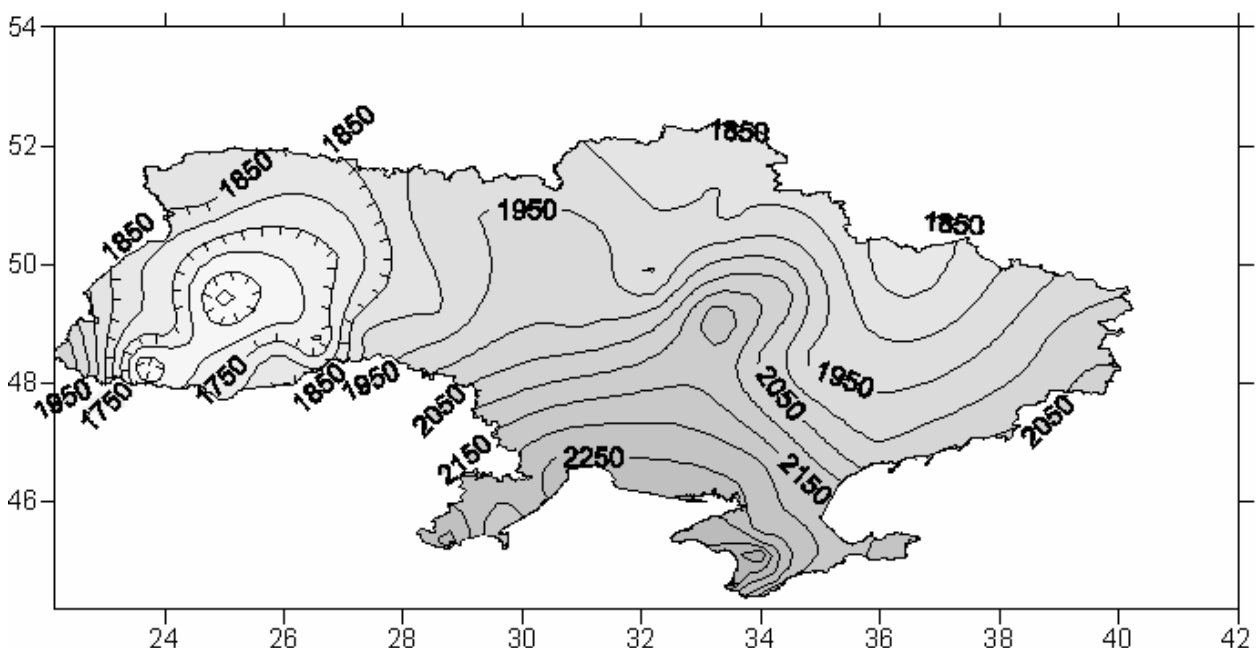


Рис. 6 – Річна тривалість сонячного сйива (год) за 1986-2005 рр.

Відхилення річної тривалості сонячного сйива за 1961-2005 рр. відносно стандартної кліматологічної норми для окремих станцій наведено на рис.7.

За графіками на рис. 7 у різних регіонах країни виявляється подібний хід відхилення тривалості сонячного сйива відносно стандартної кліматологічної норми. З середини 60-х років ХХ ст. відбувалось зменшення тривалості до кінця 70-х років. З початку 80-х років розпочалось підвищення кількості сонячного сйива, що продовжувалось і до початку ХХІ ст. У першій половині періоду 1986-2005 рр тривалість близька або менша за норму, а з 90-х років її перевищує. Максимальна тривалість сонячного сйива майже для всієї території спостерігалась у 1963 р., що зумовлено значною повторюваністю ясної і малохмарної погоди. Мінімальною тривалістю сонячного сйива відзначився 1980 р., що характеризувався хмарною погодою.

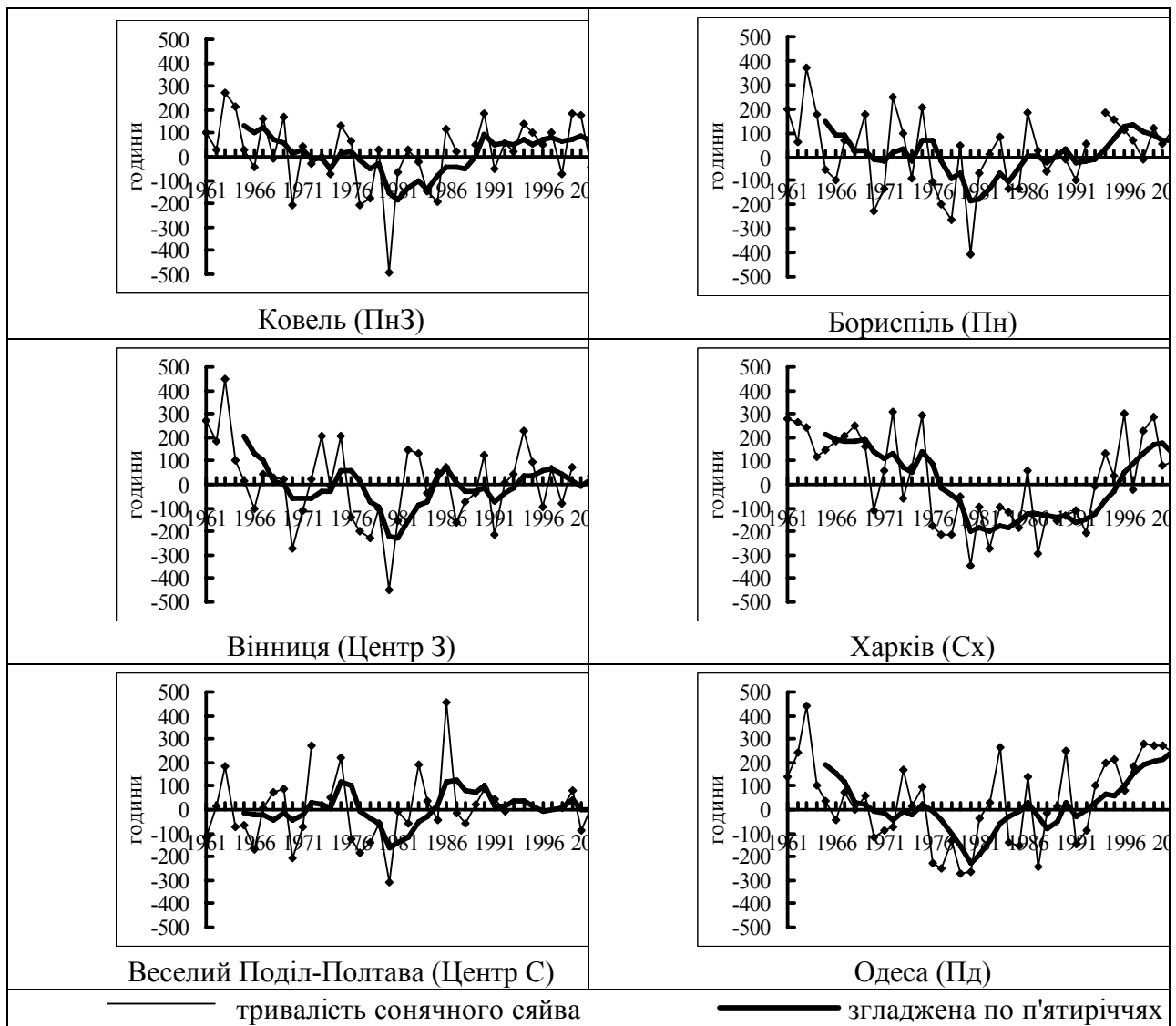


Рис. 7 – Хід відхилення тривалості сонячного сяйва відносно стандартної кліматологічної норми 1961-1990 рр.

Висновки. Протягом останнього двадцятиріччя відбулися зміни тривалості сонячного сяйва на всій території країни. Найбільш істотні від'ємні відхилення відносно стандартної кліматологічної норми спостерігались зимою, у січні, і восени, у вересні і жовтні. Збільшення тривалості сонячного сяйва для більшості території розпочалось у лютому і тривало до вересня. Для деяких станцій узбережжя морів відмічалось зменшення тривалості у червні. На території Українських Карпат, Закарпаття і Передкарпаття спостерігалось істотне збільшення тривалості сонячного сяйва весною і літом.

Література

1. Рибченко Л.С. Тривалість сонячного сяйва / Л.С. Рибченко // Клімат України.— К. : Вид-во Раєвського, 2003. — С 42-45.
2. Рибченко Л.С. Особливості впливу урбанізації на зміну температури повітря і сонячної радіації / Л.С. Рибченко // Укр.географ.журнал. — 2006. — № 1. — С. 17-22.
3. Рибченко Л.С. Коливання температури повітря і сонячного сяйва у місті / Л.С. Рибченко, С.В. Савчук // Географія в інформаційному просторі.

Зб.наук праць, – К. : ВГЛ «Обрії», 2008. – Т III. – С. 58-60. 4. *Рибченко Л.С., Савчук С.В.* Зміна температурного і радіаційного режиму в містах України / Л.С. Рибченко, С.В. Савчук //Укр.географ.журнал. – 2008, № 2, С. 14-19.

Рибченко Л.С., Савчук С.В. Зміна тривалості сонячного сяйва в Україні за останнє двадцятиріччя. Приведено порівняння тривалості сонячного сяйва в Україні за 1986-2005 рр. відносно стандартної кліматологічної норми 1961-1990 рр. Отримано зміни тривалості для всієї території країни. На початку останнього двадцятиріччя (середина 1980-х) тривалість сонячного сяйва близька або менша за норму, а з 90- х років її перевищує.

Рибченко Л.С., Савчук С.В. Изменение продолжительности солнечного сияния в Украине за последнее десятилетие. Приведено сравнение продолжительности солнечного сияния в Украине за 1986-2005 гг. относительно стандартной климатологической нормы 1961-1990 гг. Получены изменения продолжительности для всей территории страны. На начало последнего десятилетия (середина 1980-х) продолжительность солнечного сияния близка или меньшая от нормы, а с 90-х годов ее превышает

Rybchenko L., Savchuk S. A change of sunshine duration in Ukraine during the last twenty years. Comparison of sunshine duration is made in Ukraine for 1986-2005 in relation to standard norms during 1961-1990. Changes of duration are detected for the entire country. At the beginning of the last twenty years (mid 1980s) the sunshine duration was close to or below the norm, and from 1990s years exceeded it.

УДК 911.5

О.С. Мкртчян, П.М. Шубер
*Львівський національний університет
імені Івана Франка*

ГЕОІНФОРМАЦІЙНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ ЗАХІДНИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

Ключові слова: температурне поле, кліматичне моделювання, цифрова модель рельєфу, геостатистична інтерполяція.

Постановка проблеми. Клімат є важливим компонентом природного середовища, чинником впливу на рослинний покрив, ґрунти, водний режим ландшафту. Це зумовлює важливе наукове та прикладне значення картування кліматичних елементів як засобу відображення їхнього просторового розподілу в межах певної території.

Одним з найважливіших кліматичних елементів, що відображується на кліматичних картах, є середньомісячна температура атмосферного повітря. Вона безпосередньо впливає на величину ресурсів тепла, доступних для рослин, тривалість вегетаційного періоду, якість рекреаційних ресурсів, енергетичний потенціал ландшафту.

Кліматичні дані отримують шляхом обробки та аналізу рядів спостережень на метеостанціях. Отже, при складанні карт на основі цих даних постає проблема інтерполяції даних для територій між метеостанціями. Від того, наскільки адекватним є обраний метод інтерполяції, наскільки точно він здатний передати реальну картину

просторової варіації кліматичної змінної, залежить точність отриманої карти.

Аналіз попередніх досліджень і публікацій. При інтерполяції кліматичних, як і будь-яких інших даних, необхідно враховувати чинники, що впливають на їхній просторовий розподіл. Щодо температурних даних, то одним з найважливіших таких чинників є рельєф території. Зокрема, для гірських районів поширеним способом наближеного обрахунку температурних даних є екстраполяція за відомим температурним градієнтом [1]. Цей градієнт відрізняється в залежності від пір року та переважаючих синоптичних ситуацій.

Проте, екстраполяція на основі лише лінійного зв'язку з абсолютною висотою не повністю відображає сукупність впливу чинників рельєфу на температурний режим. Зокрема, при температурних інверсіях замість звичного падіння температури з висотою спостерігається її зростання, яке в гірській місцевості часом може сягати 15°C на 1000 м висоти [5]. Дане явище може впливати на кліматичні показники, зокрема знаходячи прояв у збільшенні з висотою сум активних температур на схилах височин південних експозицій [2] та у збільшенні з висотою мінімальних температур за зиму [5]. Експозиційні відмінності впливають на температурний режим через вплив на величину надходження сонячної радіації, насамперед вдень та у сонячну погоду. Вплив на температурний режим в гірській місцевості також може мати форма та орієнтація долин [2].

Детальніше врахування чинників впливу рельєфу на температурний режим можливе при застосуванні аналітичних можливостей географічних інформаційних систем (ГІС). В нашій роботі [4] викладена методика інтерполяції і картування даних річного розподілу кількості атмосферних опадів для західних регіонів України на основі даних метеостанцій, з використанням в якості джерела цифрової інформації про рельєф цифрової моделі рельєфу (ЦМР) території досліджень, створеної в ході Радарної топографічної місії Шаттлу у 2000 році і наявної у відкритому доступі (сайт <http://srtm.usgs.gov>).

Метою теперішньої роботи є розробка і використання аналогічної методики з метою інтерполяції даних середньомісячної температури атмосферного повітря, на основі кількісного і якісного аналізу чинників формування температурного поля західних регіонів України.

Виклад основного матеріалу. Розподіл середньомісячних температур повітря для певного місяця на певній території являє собою відповідне температурне поле. Це поле можна розкласти на складові, за формулою

$$T(x, t) = \bar{T}(t) + T_m(x) + \varepsilon'(x) + \varepsilon'' ,$$

де $\bar{T}(x, t)$ – температурне поле, $T(t)$ – усереднений часовий тренд (середня температура за даний місяць для даної території), $T_m(x)$ – детермінована варіабельність, яка обраховується за формулою, що виражає залежність між температурою та чинниками рельєфу (регресійне рівняння), $\varepsilon'(x) + \varepsilon''$ – залишкове відхилення, причому $\varepsilon'(x)$ – відхилення, яке є просторово корельованим, ε'' – некорельоване (випадкове) відхилення.

Залишкове відхилення у конкретному пункті спостережень визначається як різниця між реальним (спостережуваним) значенням величини у цьому пункті та значенням, обрахованим за регресійним рівнянням. Просторово корельоване залишкове відхилення – характеризується автокореляцією у просторі, коли сусідні між собою пункти спостережень загалом мають менші відмінності, ніж віддалені у просторі. Так, у випадку температурних даних автокореляція може бути проявом середньо- та великомасштабних варіацій температурного поля, відносно незалежних від впливу рельєфу. В такому разі з метою прогнозування значень величини (її залишкового відхилення) можна використати методику геостатистичної інтерполяції (кригінгу). Ця методика базується на статистичному аналізі залежності між відмінністю значень характеристики у пунктах спостережень та відстанню між цими пунктами. За відсутності додаткової інформації, кригінг є найбільш ефективною методикою інтерполяції точкових кліматичних даних [6]. Нарешті, ε'' – це частина загальної просторової варіації температурного поля, яка викликана випадковими, нез'ясованими чи неврахованими чинниками і величина якої відповідає похибці інтерполяції.

В нашому дослідженні використано дані спостережень 36 метеостанцій західних регіонів України за 1985 рік і 33 метеостанцій за 1989 рік [3]. Шляхом узагальнення даних щоденних спостережень було виведено середньомісячні значення температури повітря для кожного місяця цих двох років. Також здійснений загальний аналіз синоптичної обстановки за зазначений період.

З метою побудови найбільш адекватної регресійної моделі було протестоване досить широкий перелік морфометричних показників, які обраховувались шляхом застосування відповідних аналітичних операцій ГС. Як і передбачалось, найбільш тісний зв'язок виявлений між середньомісячними температурами та абсолютною висотою. В усі місяці цих двох років вплив абсолютної висоти був статистично значимим. Проте, інтенсивність цього впливу в різні місяці була різною. Найсильніше він виявлявся літом (коефіцієнт кореляції $r < -0.9$). В січні 1985 року, натомість, r складав лише $-0,12$, а в березні цього ж року – $-0,21$. В 1989 році кореляція між абсолютною висотою і температурою також взимку була слабшою, ніж влітку, проте і зимою залишалась доволі високою (в січні – $-0,67$, в інші місяці – < -0.8). Подібним чином змінювався і усереднений вертикальний температурний градієнт – в січні 1985 року він складав лише $3,4^\circ$ на 100 м, в середньому за 1985 рік склав $5,5^\circ$ на 100 м, тоді як за 1989 рік – $6,6^\circ$ на 100 м. Слід зазначити, що зима 1985 року була аномально холодною (середня температура січня була на $1,5-6^\circ\text{C}$, а лютого – на $5-10^\circ\text{C}$ нижча норми). Крім того, вона характеризувалась частими змінами синоптичного режиму – під час різких похолодань ймовірно сильною мірою проявлялись температурні інверсії, що відбилось на середньомісячних значеннях коефіцієнту кореляції та градієнту. Це ж спостерігалось і в березні, який характеризувався різким переважанням антициклонального типу циркуляції. В той же час в лютому

та березні 1989 року, які характеризувались переважанням сухої та аномально теплої для цих місяців погоди, вплив абсолютних висот на температуру був доволі високим ($r \approx 0,9$). Це пояснюється добрим прогріванням долин і понижень сонцем за відсутності снігового покриву. В 1989 році найнижчий вертикальний градієнт температури спостерігався в серпні – $4,4^\circ$ на 100 м. В цьому місяці виразно переважала циклональна циркуляція, територією заходу України впродовж цілого місяця переміщувались атмосферні фронти та улоговини, а атмосферний тиск був найнижчим серед усіх місяців року. Отже, причина зменшення впливу висоти на температуру в цьому місяці була іншою – нівелювання температурних відмінностей в хмарну вітряну погоду.

Серед інших показників рельєфу найбільше вплинуло на температуру значення вертикального розчленування рельєфу. Цей вплив був неоднорідним у часі: так, в січні-березні 1985 р. він був додатнім (зростання температури зі збільшенням розчленування), а в ці ж місяці 1989 р. – від'ємним. Пояснити цю відмінність доволі складно.

Окремо аналізувався вплив мезоекспозиції схилів (середньої експозиції, визначеної в плаваючому вікні радіусом 3,6 км) за основним румбами. Несподівано, цей вплив виявився доволі слабким, порівняно навіть із впливом експозиції на розподіл кількостей опадів [4]. Різниця експозиції по лінії південь-північ помітно корелювала з розподілом температур лише у січні-лютому 1989 року, коли за панування сонячної погоди і відсутності снігового покриву спостерігалась значна відмінність у надходженні сонячної радіації на схили південної та північної експозицій. В березні 1985 р. та грудні, січні і лютому 1989 р. схили східної експозиції були теплішими від схилів західної. Всі ці місяці характеризувались переважанням сухої антициклональної погоди. І навпаки, для квітня 1985 р., єдиного місяця, коли західні схили були помітно теплішими від східних, було характерне різке переважання циклонального типу циркуляції (місяць характеризувався найнижчим за два зазначені роки середнім значенням атмосферного тиску). Щодо впливу кривизни (випуклості – ввігнутості), то він слабо простежується лише у літні місяці (червень-серпень), коли ступінь його достовірності (значення ймовірності p нульової гіпотези) становить 0,03-0,06.

Моделювання просторового розподілу середньомісячних температур було здійснене для січня та липня обох років. На першому етапі було побудовано модель множинної регресії з включенням в неї тих показників рельєфу, зв'язок яких з температурою для даного місяця був статистично значимим. Отримані на першому етапі поля відображають вплив на температурний режим характеристик рельєфу і не здатні передати незалежну від рельєфу варіабельність цього режиму, наприклад, поступові зміни температур у широтному та меридіональному напрямках. Моделювання таких змін доцільно проводити з використанням методів геостатистики. При цьому здійснюється моделювання просторового розподілу залишкових відхилень температур від значень, передбачених

регресійною моделлю. Залишкові відхилення в пунктах розташування метеостанцій визначаються шляхом віднімання реальних значень від значень, розрахованих за цією моделлю. Після цього здійснюється інтерполяція залишкових відхилень, для чого використовується метод геостатистичної інтерполяції (крігінг).

Геостатистична інтерполяція ефективна лише в тому випадку, коли існує суттєвий зв'язок (автокореляція) між відстанню між пунктами спостережень та відмінностями у значеннях величини у цих пунктах. В нашому випадку цією величиною були не самі значення температур, а значення залишкових відхилень регресійної моделі. Зв'язок між різницею відхилень у точках спостережень та відстанню між цими точками має назву варіограми. Існує ряд критеріїв ефективності геостатистичної інтерполяції, зокрема – величина похибки інтерполяції при перехресній перевірці, та інформаційний критерій Акаїке. Згідно цих критеріїв, найбільшою точністю характеризується геостатистична модель для січня 1985 року (коли спостерігався найгірший з-поміж інших місяців зв'язок температури з показниками рельєфу) – Акаїке = -19. Варіограма для січня 1985 року наведена на рис. 1. І навпаки, для січня 1989 року автокореляція статистично не виявлялась, а отже, геостатистична інтерполяція була неможливою. Для липня обох років автокореляція була досить слабкою, проте статистично значимою (Акаїке=0,8-2,1).

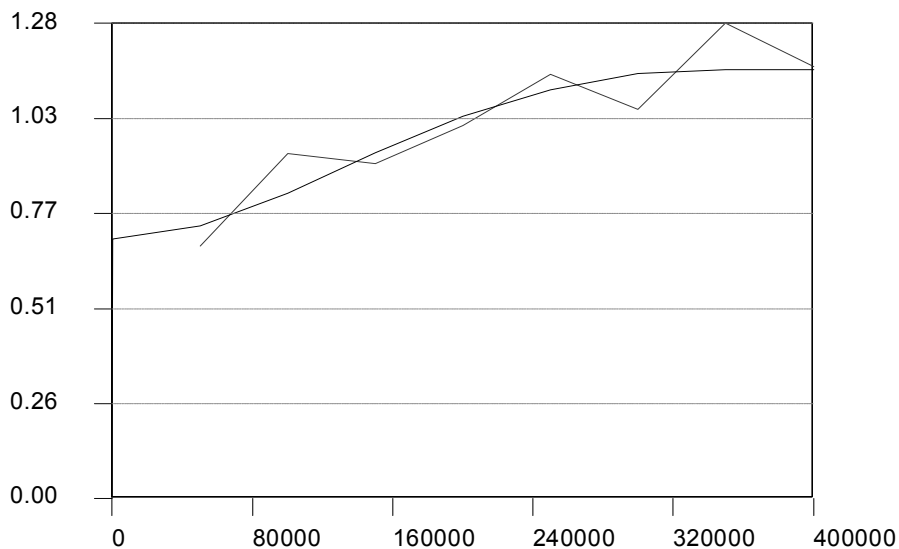


Рис. 1 – Варіограма залишкових відхилень регресійної моделі для січня 1985 року. По осі x – відстань (м), по осі y – середня різниця залишкових відхилень.

Таким чином, для липня 1985 р., січня і липня 1989 р. результуючий картографічний шар поля середньомісячних температур отриманий шляхом додавання поля залишкових відхилень, обрахованого за геостатистичною моделлю, до поля температур, обрахованого за моделлю множинної регресії. Для січня 1985 року в якості результуючого прийняте передбачення регресійної моделі (через неможливість геостатистичної інтерполяції

залишкових відхилень). Отримані результати інтерполяції у вигляді карт температурного поля наведені на рис. 2-5.

Як бачимо з рисунків, в структурі температурного поля спостерігається як міжсезонна, так і міжрічна мінливість. В січні 1985 року досить слабо виявляється висотне зниження температур, натомість, виразне їхнє зниження в північно-східному напрямку. В інші місяці головним чинником просторової диференціації температур є висотний градієнт, проте, якщо в січні 1989 р. структура температурного поля є згладженою, то в липні обох років краще виявляється мікроеваріація цієї структури. В цілому, можна зробити висновок, що в літній період більшу роль у формуванні структури температурного поля відіграють локальні чинники рельєфу та підстилаючої поверхні, тоді як зимою більше значення мають особливості атмосферної циркуляції в конкретний сезон.

Висновки. Загалом, запропонована методика дозволяє ефективно моделювати регіональне температурне поле за даними метеостанцій, враховуючи при цьому різні за характером чинники, що визначають структуру цього поля. Збільшення точності моделювання можливе за врахування додаткових чинників рельєфу, таких, як відносні перевищення, морфологія форм рельєфу тощо, а також чинників підстилаючої поверхні, як-от характер наземного покриття, насиченість вологою ґрунтів та переважаючий тип рослинності.

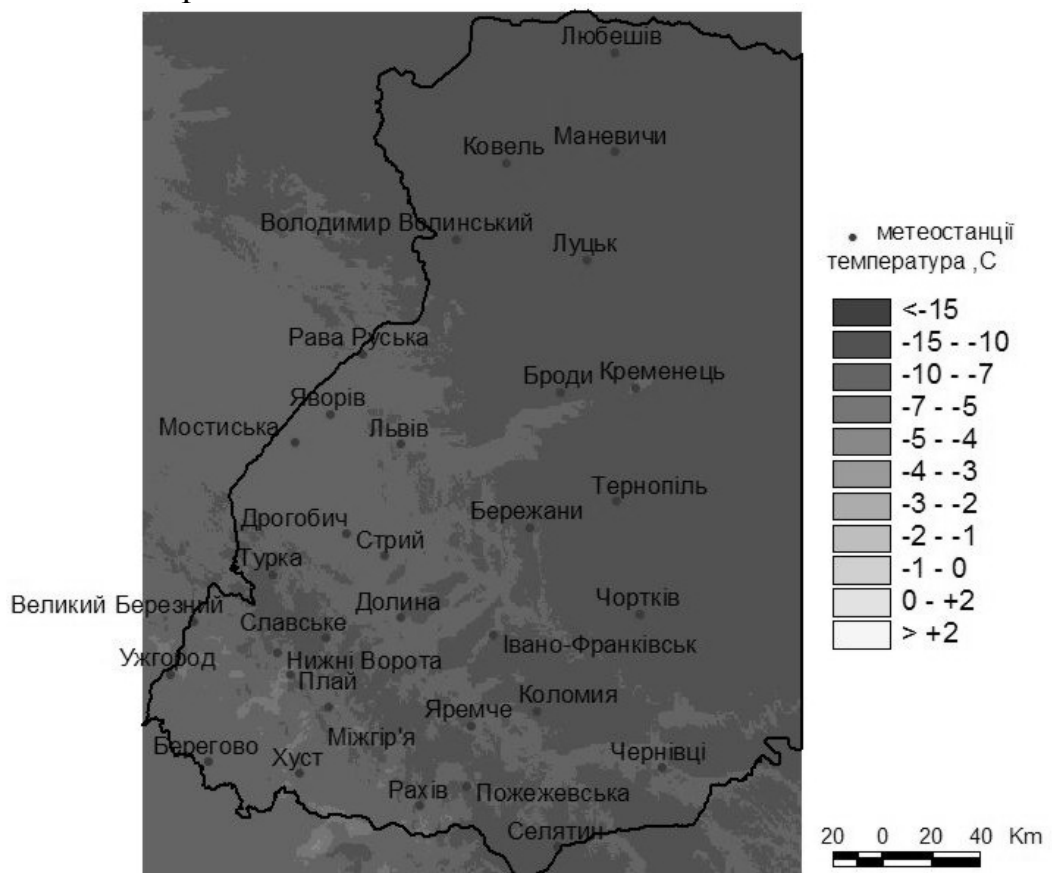


Рис. 2 – Поле середньомісячних температур, січень 1985 р.

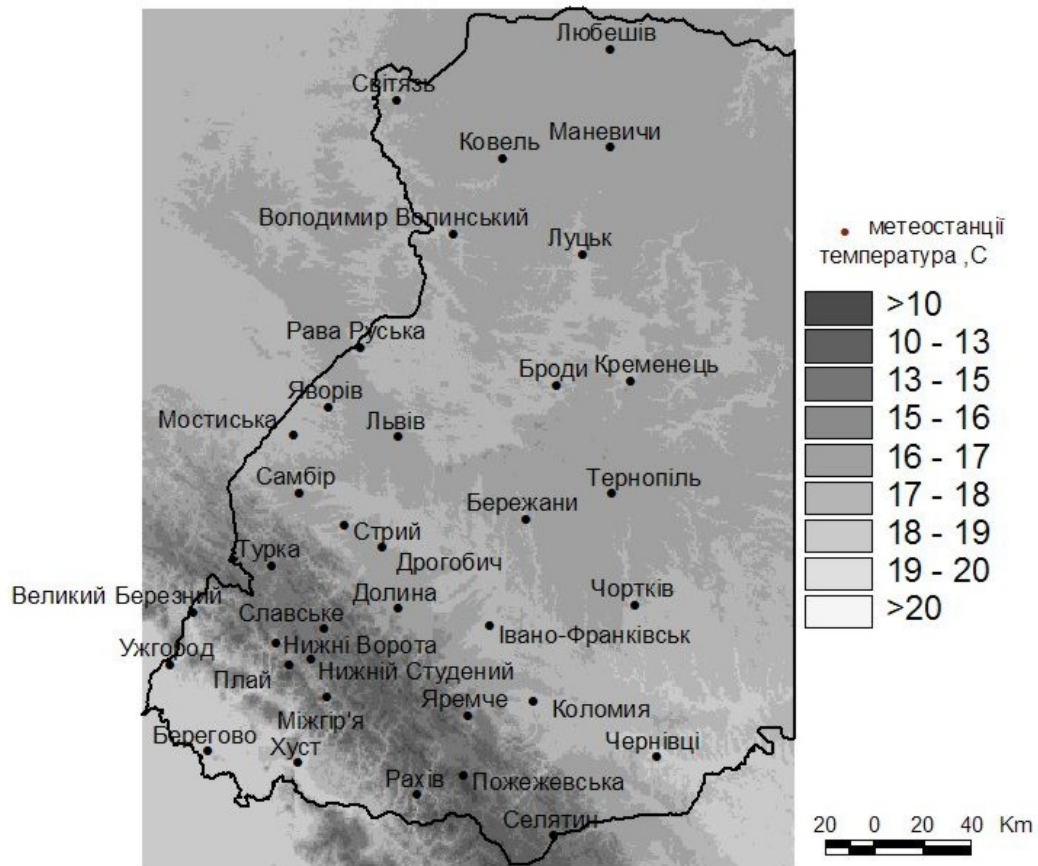


Рис. 3 – Поле середньомісячних температур, липень 1985 р.

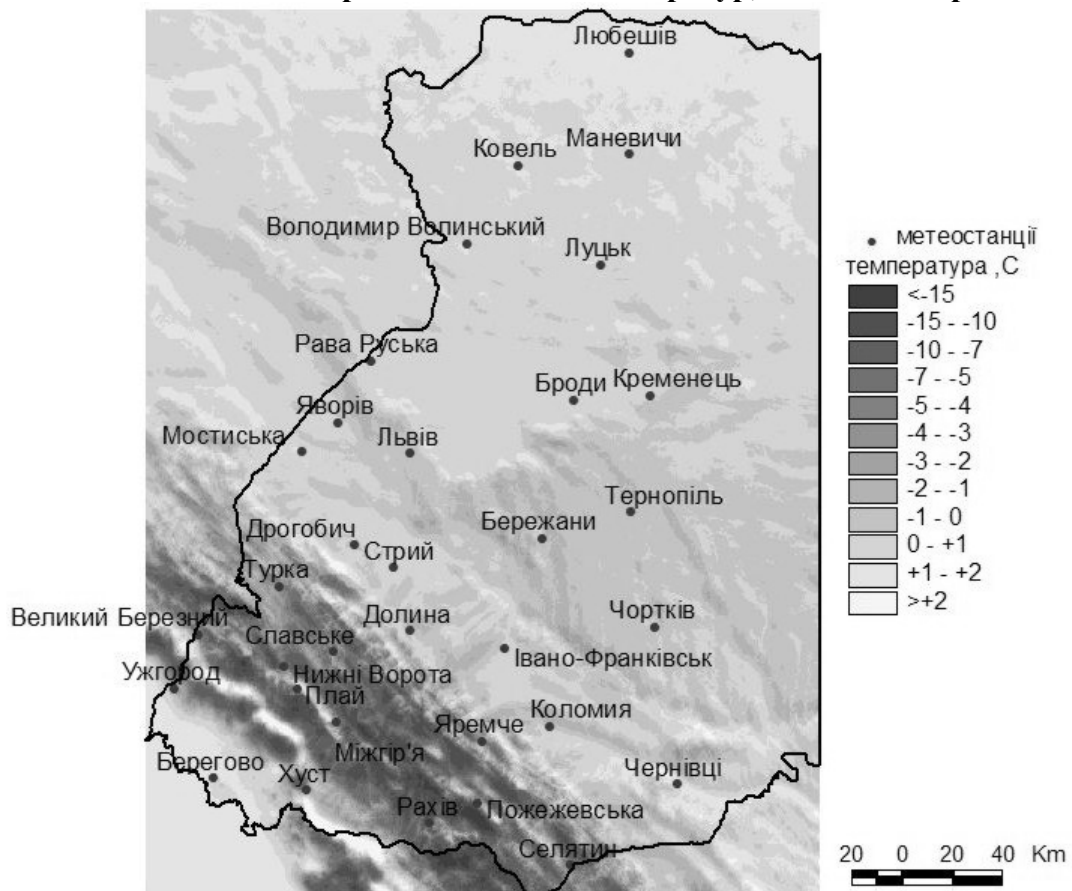


Рис. 4 – Поле середньомісячних температур, січень 1989 р.

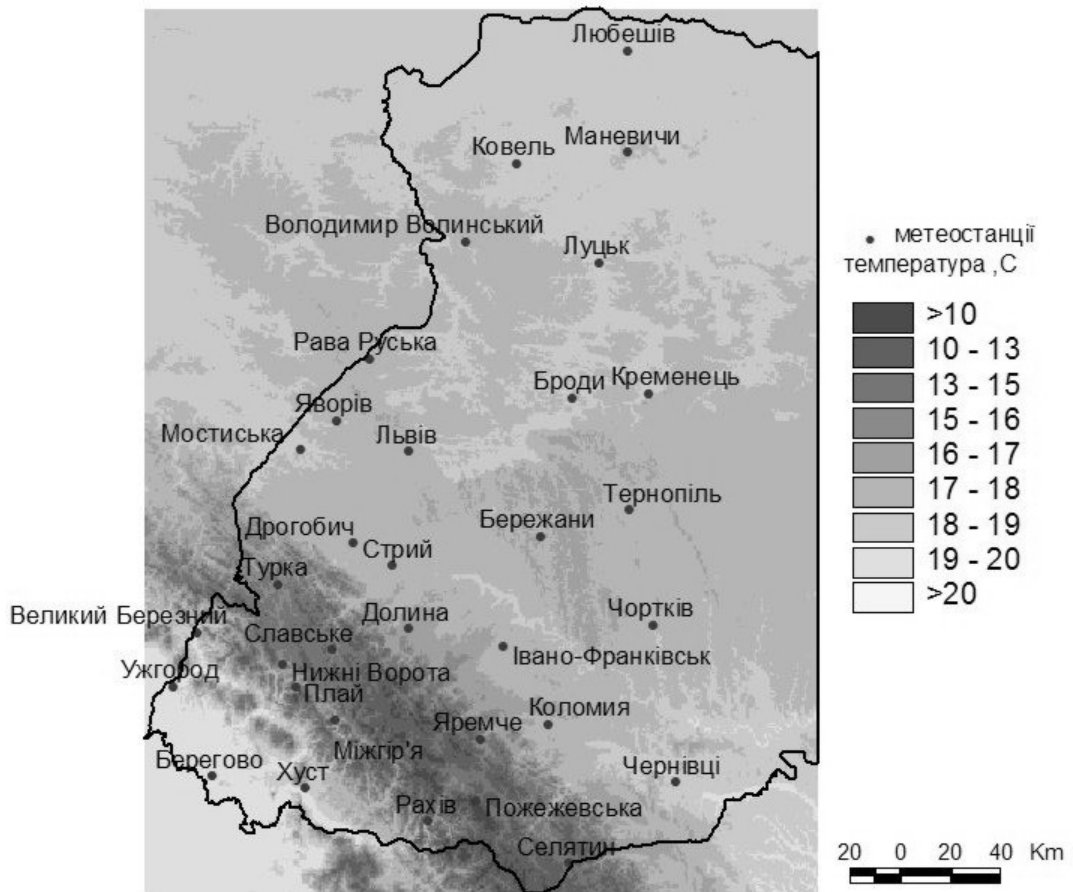


Рис. 5 – Поле середньомісячних температур, липень 1985 р.

Література

1. Андрианов М.С. Вертикальная термическая зональность Советских Карпат / М.С. Андрианов // Географ. сборн. – 1957. – Вып. 4. – С. 189-198.
2. Бучинський І.О. Клімат Українських Карпат / І.О. Бучинський, М.М. Волеваха, В.О. Коржов. – К.: Наук.думка, 1971. – 172 с.
3. Метеорологический ежемесячник. Вып. 10, ч. II за 1989, N 1-12 / Государственный комитет СССР по гидрометеорологии. – Обнинск, 1989.
4. Мкртчян О.С. Картографування кліматичних показників методом інтерполяції даних метеостанцій / Мкртчян О.С., Шубер П.М. // Національне картографування: стан, проблеми та перспективи розвитку – 2008. – Вип. 3. – С. 169-172.
5. Муха Б.П. Термічні властивості топоклімату Карпатського природного національного парку / Б.П. Муха // Вісн. Львівс. ун-ту. Серія геогр. – 2008. – Вип. 35. – С.250-266.
6. Hengl T., Neuvelink G., Rossiter D. About regression-kriging: From equations to case studies // Computers & Geosciences. –2007. –N33. –P.1301–1315.

Мкртчян О.С., Шубер П.М. Геоінформаційне моделювання температурного поля західних регіонів України. В статті на прикладі двох років розглядаються особливості моделювання регіонального температурного поля на основі даних метеостанцій та їх геоінформаційного аналізу. Запропонована методика передбачає побудову моделі множинної регресії за морфометричними величинами, що виступають у якості чинників, та геостатистичну інтерполяцію залишкових відхилень регресії.

Мкртчян А.С., Шубер П.М. Геоинформационное моделирование температурного поля западных регионов Украины. В статье на примере двух лет рассматриваются особенности моделирования регионального температурного поля на основе данных метеостанций и их геоинформационного анализа. Предложенная методика предусматривает построение модели множественной регрессии по

морфометрическим величинам, которые выступают в качестве факторов, и геостатистическую интерполяцию остаточных отклонений регрессии.

Mkrtchian A.S., Shuber P.M. GIS modeling of the temperature field of the Western regions of Ukraine. The paper considers the methodology for the modeling of the regional temperature field, based on the interpolation of meteorological stations observations. The proposed method is based on the combination of multiple regression modeling, which utilises DEM-derived morphometric data interpreted as factors influencing temperature, and the geostatistical interpolation of regression residuals.

УДК 551.582 (282.247.314):502.51

Д.І. Холявчук
Чернівецький національний
університет ім. Юрія Федьковича

РЕКРЕАЦІЙНО-КЛІМАТИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ РІЧКОВО- ДОЛИННИХ РІВНИННИХ РЕГІОНІВ (НА ПРИКЛАДІ ДОЛИНИ СЕРЕДНЬОГО ДНІСТРА)

Ключові слова: кліматична неоднорідність, середньодністерська каньйонна долина, рекреаційно-кліматичні показники, комфортність клімату

Вступ. Постановка проблеми. Природне різноманіття – один із визначальних чинників та успішних умов розгортання рекреації й множинності її видів. Річкові долини з-поміж решти ландшафтних регіонів – справжні сховища природноресурсних різноманіть, багато з яких мало досліджені, а, відповідно, і не ефективно використовуються. Середньодністерська каньйонна долина – найпрезентабельніший випадок такого природного різноманіття та складного розчленування рівнинного ландшафту. Клімат, виступаючи емерджентною властивістю чи навіть лише одним із геокомпонентів ландшафту, надзвичайно чутливий до таких просторово-часових ландшафтних відмінностей. Така чутливість, відповідно, відображена в різномасштабних кліматичних неоднорідностях, де різною мірою проявляється орокліматогенний вплив.

Рівнинна каньйонна річкова долина (на прикладі Середнього Дністра), – мезокліматичний регіон з набором рекреаційно унікальних місцево- і топокліматичних ділянок. Параметрами неоднорідностей, вказаних вище масштабів, виступають міри деформацій термічних показників, показників зволоження та вітрового режиму, просторово-часового розподілу атмосферних явищ тощо. Всі вони визначають і вирізняють погодні умови річково-долинних місцевостей багатьма комфортними рисами з-поміж інших рівнинних ландшафтів. Тому, на наш погляд, саме на цих рівнях кліматичної ієрархії доцільно визначати просторово-часові преференції спортивно-оздоровчих та лікувальних видів рекреації.

Відповідно завданнями нашої роботи виступають: 1) аналіз чинників кліматогенезу мезо-, місцевого та топологічного рівня на прикладі складнорозчленованої середньодністерської долини, 2) визначення

відмінних рекреаційно сприятливих рис мезоклімату регіону; 3) характеристика місцево- і топокліматичних особливостей та вивчення їхнього впливу на комфортність рекреації.

Аналіз попередніх досліджень. Теоретичні основи досліджень кліматичної вертикальної та горизонтальної неоднорідності долинних ландшафтних комплексів закладені в роботах вітчизняних (М. Берлянд, І. Гольцберг, К. Кондратьєв, З. Пивоварова, М. Щербань)[18] і зарубіжних (Торнтвейт, Сміт [14], Гейгер [22], Оке [23], Йошіно [29]) кліматологів. Проте, аналізуючи їхній досвід, спостерігаємо значні розходження у трактуванні просторових вимірів кліматичних неоднорідностей. Зокрема, поняття топоклімату часто ототожнюється з місцевим або ж мікрокліматом. Подібна проблема просторової ієрархії характерна і, загалом, для ландшафтознавства, де дослідження вказаних кліматичних масштабів можуть відповідати хоричному (в розумінні G.Naase., М.Гродзинського), топічному (E. Neef, В. Сочава, А.Ісаченко), мезо- та мікро- (Н. Delcourt, Р. Delcourt) рівням [4]. Незважаючи на всі ці розбіжності, можна стверджувати, що саме на хоричному (мезоклімат, місцевий клімат) рівні слід досліджувати регіональні відмінності рекреаційного природокористування, а на топічному (топо- та мікроклімат) – специфіку та унікальні рекреаційні риси конкретних ландшафтних місцевостей.

Оцінка погодних умов на організм людини для відпочинку і туризму фундаментально розроблена як ще радянськими біокліматологами Д. Дьоміною, Є. Ратнером, М. Будико [2], Б. Алісовим, Н. Мячковою, В. Сорокіною, Н. Даніловою [6], так і зарубіжними науковцями (К. Blazejczyk, С. de Freitas, А. Matzarakis, D. Scott [20]). Більшість методик базуються на врахуванні повторюваності типів погоди, що викликають визначений ступінь напруги терморегуляторних механізмів людини. Тому розроблена спеціальна класифікація типів погоди – в зарубіжній кліматології відома як ASHRAE шкала.

За останні десятиріччя активізувались рекреаційно-кліматичні дослідження під егідою Комісії по Клімату, Туризму та Рекреації(ССТР) Міжнародної Організації Біометеорології (ISB)[20]. Зокрема, новозеландським дослідником К. де Фрейтасом, канадцями Д. Скотом та Дж. Макбойлем запропонований новий кліматичний показник для туризму (СІТ), що доповнює традиційно використовуваний біокліматичний показник еквівалентно-ефективних температур естетичним (стан неба) та фізичним (інтенсивні та тривалі опади та швидкості вітрів більше 6 м/с) аспектами [21]. Незважаючи на належну вивченість кліматичних параметрів рекреації, у більшості роботах проігнороване дослідження деформацій полів розподілу вказаних вище показників у кліматичних просторових неоднорідностях мезо-, топо- та мікромасштабів.

Окрім того, поки що всі ці теоретичні напрацювання в зарубіжних дослідженнях активно застосовуються на прикладі гірських та морських узбережних територій, або цілих держав. У сучасних вітчизняних дослідженнях зустрічаємо загалом поодинокі випадки рекреаційно-

кліматичних досліджень – міст (Н. Михайленко, В. Пишолка [12], П. Шубер [17]), Українських Карпат (О. Киналь [10], В. Явкін [19]), Середнього Придністер'я (О.Киналь [9]).

Перечислені вище проблемні аспекти рекреаційно-кліматичних досліджень, мала вивченість рівнинних природно різноманітних регіонів прикладного рекреаційно-кліматичного змісту в умовах інтенсивного розвитку рекреаційно-туристської сфери зумовлюють актуальність такого наукового пошуку.

Основою для з'ясування чинників і процесів місцевого кліматогенезу долини Середнього Дністра слугують регіональні компонентні фізико-географічні та комплексні ландшафтні дослідження Середнього Подністер'я, проведені у 1982-1993 рр. фізико-географічним загоном експедиції Чернівецького університету. Ці спостереження знайшли відображення у наукових працях Л. Воропай та М. Куниці [3], М. Дутчака [8], В. Гуцуляка, М. Рибіна [5]. Останні напрацювання природничо-географічного спрямування Середнього Придністер'я представлені в однойменній колективній монографії українських географів "Середнє Придністров'я"[13]. Також О. Киналь на основі кліматологічного аналізу статистичної інформації, збору й опрацювання результатів метеорологічних спостережень впродовж останніх 20 років, побудови графіків розподілу метеовеличин у часі та гістограм опадів проведений детальний опис клімату території середнього Подністер'я як мезокліматичного підрозділу. Це виступає цінним теоретичним та практичним напрацюванням для подальших місцево- та мікрокліматичних досліджень даного регіону [9].

Виклад основного матеріалу. Долина Середнього Дністра знаходиться у рекреаційно сприятливій південній частині кліматичного помірного поясу Європи. Про це свідчать значення метеорологічних і геофізичних елементів та явищ, що визначають тепловий стан організму людини. Так, за теплий період року (квітень-жовтень) для неї характерні оптимальні температури повітря (18-21°), кількості сонячної радіації. Відносна вологість повітря, як правило, на декілька відсотків вища від фізіологічної норми (30-60 %), що додає кліматам м'якості, особливо в районі Дністерського водосховища. Домінують невисокі значення середніх швидкостей вітру (2-4 м/с), що не значною мірою лімітують межі комфортних температур. Окрім того, в літні місяці через часте та стійке встановлення антициклональних погод, швидкості вітру найменші, а днів із сильним вітром буває не більше 5-7 днів. Такі особливості визначають переважання і значну тривалість сприятливого періоду (комфортні, спекотні і прохолодні субкомфортні погоди) та виступають стимулюючим чинником для різноманітних занять літньої рекреації. Так, середня багаторічна тривалість сприятливого періоду для рекреації становить 130-140 днів на рік, а комфортних погод – 50-60 днів, що наближається до значень південностепових курортів. Всі ці рекреаційно-кліматичні характеристики позитивно вирізняють досліджуваний об'єкт з-поміж суміжних ландшафтних регіонів.

Зокрема, кліматоформуючі процеси місцевого рівня в межах долини Середнього Дністра проходять в умовах складно розчленованої долинно-річкової системи, що володіє рядом кліматично значимих геоморфологічних особливостей. Кліматична мозаїчність формується за значної глибинирозчленування долини каньйонного характеру, на фоні різноманіття схилових місцевостей та великої кількості меандр і меандрових вузлів. Масштаби і складність розчленування поверхні дністерської долини свідчать про існування орокліматогенного комплексу рівнинного впливу з мезокліматичними рисами, в межах якого характерне різноманіття вертикального набору топокліматів.

Для долини властива вервицеподібна асиметрична будова (вузьке правобережжя та широке лівобережжя). Така геоморфологічна особливість відображається в різній морфологічній структурі долинного ландшафту правобережних та лівобережних схилів каньйону, а отже, і у відмінному горизонтальному малюнку топокліматів.

Ще одна важлива в кліматичному аспекті геоморфологічна риса дністерської долини – наявність великих вузлів круто врізаних меандр і "меандрових" вузлів. Протяжність таких вузлів досягає 25-35 км, ширина зони меандрування – 3-8 км, що є достатньо в просторовому вимірі для існування набору меандрових топокліматів. Така геоморфологічна риса поглиблює схилове різноманіття ландшафтів долини Середнього Дністра. Воно проступає в наявності місцевостей, що помітно відмінні за експозицією та крутизною.

Набирає ваги й антропогенний чинник. Поверхні сільськогосподарських угідь, поселенські комплекси видозмінюють радіаційні характеристики території. Створення водосховища у середній течії Дністра спричинило появу нових місцевокліматичних особливостей, часто рекреаційно сприятливих.

Перечислені орокліматичні умови виражені в місцевих особливостях радіаційного, термічного режимів, режиму зволоження та атмосферних явищ, що безпосередньо визначають самопочуття і фізичний стан рекреантів.

Термічні показники. На тлі радіаційного зумовленого поля розподілу температур літнього періоду, значення яких, як правило, укладаються в діапазон оптимальних для фізичного стану людини – +18-21 ° С, у межах складно розчленованої середньодністерської каньйонної долини проявляються свої просторово-часові особливості. Такі відмінності найчіткіше мають при літніх погодніх процесах антициклонального характеру, що сприяють формуванню комфортних топокліматів захищених місцевостей. Тоді у глибоких ділянках каньйону Дністра (як і в подібних за будовою допливах) спостерігаються найвищі значення денних строкових температур (+25-35° С), максимальних добових температур (+35-38 ° С) і водночас висока ймовірність низьких значень нічних температур (+5-10 ° С). Такі дані характерні для метеостанції Могилів-Подільський, а також були зафіксовані під час окремих спостережень автора в м. Заліщиках в травні–

липні 2006 року. Високі денні температури були помічені ще в першій половині минулого століття польською гідрометслужбою і в каньйонному допливі р. Смотрич, м. Кам'янець-Подільському – до +38°. Водночас, тут же спостерігали найвищі амплітуди температур (63-68°) [7]. Всі ці характеристики відрізняють “долинні” топоклімати від топокліматів місцевостей високих і надвисоких терас та вододілів (за даними метеостанцій Нижній Ольчедаїв, Ялтушків, Окниця). Серед них рекреаційно сприятливими можна назвати вищі показники термічного режиму, негативними – низькі значення нічних температур при антициклональних погодах. Процеси інтенсивного денного прогрівання нижнього ярусу долини та швидкого вихолодження в нічні години пов'язані з геоморфологічно зумовленою місцевою долинною циркуляцією. Під впливом теплофізичної системи Дністерської водойми подібні процеси слабшають, що було виявлено під час польових мікрокліматичних спостережень на берегах водойми біля м. Новодністровськ і виражено в нижчих значеннях денних температур (на 1-2 °С), вищих значеннях нічних температур (на 3-6 °С).

Режим зволоження. Складна орографічна будова дністерської каньйонної долини, схилове різноманіття, як і вплив інших орографічних структур (Українських Карпат, Розточчя, Хотинської височини, Товтр) – визначальні у деформації макроциркуляційно зумовленого просторового та часового поля розподілу опадів. Багаторічні спостереження значної кількості агрометеопостів (близько 45 в регіоні) дають змогу визначити місцево- і топокліматичні особливості ходу опадів.

Зокрема, більша частина опадів випадає за теплий період року (60-70%), а протягом літніх місяців – 35-45%, що може виступати лімітуючим чинником для рекреації. Часовий розподіл опадів теж має свої просторові відмінності. Так, якщо загалом для мезокліматичного регіону найбільш дощовий місяць – липень, то для західної його ділянки (метеопости Коропець, Заліщики) характерна значна ймовірність інтенсивних опадів в травні, а для східної (Сокиряни, Могилів-Подільський) північній максимум розтягується на два місяці – липень, серпень.

Просторово найбільша кількість літніх опадів припадає на долинні ділянки, що перебувають під орокліматогенним впливом вказаних вище структур. Рекреаційно негативним є випадання більшості цих опадів у вигляді злив. Так, за даними польських гідрометеоспостережень ще у кінці XIX ст. у Вороновиці (Кельменецький район) 10 червня 1897 року було зафіксовано 139 мм опадів при тривалості зливи 8 годин, в Кам'янці-Подільському 4 липня 1890 року – 101 мм (тривалість – 3,5 години [7]). А. Доманицький вказував, що досліджуваний регіон належить до районів з інтенсивною зливовою діяльністю [7], але спеціальних спостережень за зливами практично не проводилось, а якщо й були, то не тривалі.

Створення Дністерської водойми спричинило зміни у тепло- та вологообміні над цієї ділянкою Дністра (від с. Устя Борщівського району Тернопільської області до м. Новодністровськ Чернівецької області). Так, у літні місяці, в зв'язку з активним розвитком термічної конвекції, в районі

Дністерської водойми збільшується ймовірність опадів значної інтенсивності [9]. Такий аспект, названий зарубіжними науковцями як фізичний, знижує клас комфортності погоди для туризму. Ще одна особливість місцевого клімату водойми – підвищені значення відносної вологості у денні терміни спостережень (на 1-2%). Проте, в комбінації з нижчими температурами повітря теплого періоду (на 1° С) створюються сприятливі умови для теплового стану людини.

Вітер. Основна мезокліматична риса вітрового режиму – північно-західна орієнтація середньодністерської долини, що відповідає напрямам переважаючих макроциркуляційних потоків теплого періоду. Проте значна кількість меандр різних розмірів та напряму ускладнює картину розподілу вітрових потоків у часі та просторі. Отже, часто нівелюється несприятливий аеродинамічний ефект, створюється захищеність від холодних північних вітрів. Всі ці процеси свідчать на користь комфортності топокліматів днищ та низьких терас долини. Тому для каньйонної долини характерне переважання вітрів із незначною силою – 2-4 м/с. При цьому, найменш вітряний – серпень, із домінуванням вітрів із силою до 2 м/с.

Глибокий уріз долини Середнього Дністра, різноманіття схилів за експозицією та крутизною зумовлюють просторові відмінності в тепловому і радіаційному балансі схилів, породжуючи долину систему вітрів термічного походження. Сила таких вітрів буде наростати до ночі і поступово слабшати до обіду. Такі процеси разом зі зниженням температури у днищі долини спостерігались нами у коропецькому меандровому вузлі при антициклональній жаркій погоді в травні 2009 року. Подібні особливості вимагають перегляду місць відпочинково-оздоровчої рекреації.

Над територією району Дністерської водойми розвивається місцева бризова циркуляція, що, як правило, не обмежує більшість видів літнього відпочинку. Як зазначає О. Киналь [9], бризова циркуляція може бути причиною існування вузької смуги підвищеної частоти безхмарного неба, а відповідно і можливе зменшення кількості опадів. Така риса, що означається зарубіжними біометеорологами як естетичний аспект [20], позитивно впливає на комфортність класів погод узбережжя. На нашу думку, ще один наслідок бризової циркуляції – менша повторюваність штилів та більша ймовірність днів із сильними вітрами. Зокрема, на озерній станції Новодністровськ (200 м перед греблею), спостерігають 3-5% штилів за рік, а повторюваність вітрів зі швидкістю 1-5 м/с становила 89%, в той час як у Могилів-Подільському (I тераса), відповідно – 13-16% та 92%.

На комфортність літнього відпочинку також може негативно впливати, характерні для цього регіону, тумани, але їхня повторюваність переважно зростає у холодний період року.

Вертикальна кліматична диференціація. Складне розчленування каньйонної долини Середнього Дністра виступає підґрунтям для існування вертикального різноманіття ландшафтно-кліматичних комплексів. Висотна диференціація ландшафтів Середнього Придністер'я аналізувалась у роботах чернівецьких [3, 8] і вінницьких ландшафтознавців[13]. В

означених дослідженнях в межах долини виділяють два висотні яруси [8], або ж висотно-ландшафтні рівні [13]: ландшафти високотерасових рівнин і ландшафтів молодих каньйонних долин в першому варіанті; середній типовий ландшафтно-висотний рівень (схилувий, надзаплавно-терасовий та плакорний типи місцевостей) і нижній акумулятивний рівень (заплавні і надзаплавні терасові місцевості) в другому варіанті. Такі рівні визначають і особливості господарювання, в тому числі і рекреаційного. В кліматичному розрізі, на нашу думку, в межах долини доцільно виділяти три висотні кліматично відмінні смуги (Табл.). Територіальний розподіл таких смуг – плямистий, з приуроченістю до найрозчленованіших ділянок. Окрім того, просторовий малюнок буде відрізнятись за висотою та шириною у прямовисних та меандрових відтинках долини.

Таблиця – Кліматичні смуги каньйонної середньодністерської долини

Смуги	Відносні висоти, м	Ландшафтна приуроченість	Кліматичні особливості
“долинна”	0-35	Днище та низькі внутріканьйонні тераси	температурні екстремуми, мікроциркуляція, топоклімати захищених місцевостей
середня	45-80 (100)	Середні внутріканьйонні тераси	менша амплітуда температур, інтенсивні вітрові потоки, інсоляційне різноманіття
верхня	90 (110)-130 (220)	Високі та надвисокі тераси	вище рівня нічних інверсій, клімат схожий до топокліматів межиріч

Відмінності у відносній висоті спричинили, значною мірою, поділ на кліматичні вертикальні неоднорідності місцевостей днищ та терас долини. Найнижча смуга, що знаходиться в межах ландшафтних комплексів днища та надзаплавних терас долини, характеризується “долинним” кліматом. Для цієї ділянки характерні виразні температурні екстремуми та своєрідна мікроциркуляція. Так, річкові долини регіону добре прогриваються при літніх антициклональних типах погоди. Тоді радіаційні та термічні характеристики досягають найбільших значень. Подібні явища особливо властиві для днищ та надзаплавних терас всередині меандр, що слугують своєрідними бар’єрами місцевокліматичного масштабу для кліматотворення ландшафтних комплексів топологічного рівня, що розташованих всередині меандр. Тут формуються особливі топоклімати захищених місцевостей з комфортними тепловими режимами повітря й ґрунту. [10]. Ці особливості можна простежити в містах Заліщики, Могилів-Подільському та с. Бронниця (Могилів-Подільського району), що підвищує рекреаційну атрактивність та можливості санаторного лікування хвороб дихальної системи, ревматичних захворювань та оздоровчої рекреації. В літні дні можливий і зворотній варіант – формування дискомфортних топокліматичних умов (задухи) при високій відносній вологості повітря термічного і циклонального походження та штилях [9].

Вище нижньої смуги можна вирізнити середню схилу теплу смугу з меншою амплітудою температур, вищими мінімальними температурами та найінтенсивнішими потоками повітря. Наявність значної кількості меандр проступає в експозиційному різноманітті схилів місцевостей, що впливає на їх інсоляційні характеристики та локальні відмінності в термічному режимі. Так, за даними Р. Гейгера [22], в помірних широтах при симетричному відносно півдня надходженні тепла від сонця в ясну погоду, найвища денна температура спостерігається на південних схилах. Важлива роль у формуванні мікрокліматів схилів належить і вітровому режиму. Міра глибини розчленування поверхні суттєво деформує поле вітру в приземному шарі, сприяє нерівномірному розподілу температур повітря. Так, за теплий період року навітряними схилами, внаслідок інтенсивного руху повітря відбувається транспортування тепла, що отриманується схилом від поглинання сонячної радіації. На підвітряному схилі, водночас, через так званий “вітровий затінок” складаються сприятливі умови для прогрівання повітря. Якщо у такому затінку перебувають південні схили, то термічні контрасти між ними й іншими схилами досягають максимуму [7]. Південні, південно-східні схили часто найзалісненіші, особливо в районі Дністерського водосховища. У весняно-літні спекотні чи вітряні дні тут формуються комфортні мікроклімати. Фітонцидні та іонізуючі властивості переважаючих дубово-грабових лісів із домішками берези завдяки своїм лікувально-оздоровчим якостям додають рекреаційної привабливості цим місцевостям.

Нижня межа верхньої смуги долини відповідає найвищому рівню нічних інверсій температур. Її клімат найбільш схожий до клімату горбистих місцевостей вододілів та межиріч. Тому кліматичні і метеорологічні характеристики відповідають зональним та довготним особливостям термічного режиму і циркуляції зони широколистяних лісів і лісостепової на сході. Можливі ознаки несхожості – менша ймовірність опадів, вищі денні та нижчі нічні температури. Для підтвердження потрібен ще ряд мікрокліматичних спостережень, що стосуються перспективи наших досліджень.

Висновки. Отже, для долини Середнього Дністра характерне рекреаційно найсприятливіше для літніх видів рекреації зональне місцезнаходження в південній частині помірного поясу з довгим періодом зі сприятливими для рекреації типами погод (150-160 днів).

Масштаби і складність розчленування поверхні дністерського каньйону свідчать про існування орокліматогенного комплексу рівнинного впливу з мезокліматичними рисами, в межах якого характерне різноманіття вертикального та горизонтального набору місцевих кліматів. Як мезокліматичний регіон він територіально вирізняється деформаціями полів розподілу практично всіх рекреаційно важливих кліматичних показників.

Місцевокліматичні процеси над територією каньйонної долини Дністра проходять під прямим чи опосередкованим впливом ряду геоморфологічних особливостей: переважання широтної та субширотної

орієнтації долини; глибокого вертикального розчленування каньйону (до 120 м); вервицеподібної асиметричної будови каньйону, наявності великих вузлів круто врізаних меандр і "меандрових" вузлів; широкого розвитку та різноманіття схилових місцевостей. Найчіткіше проявляється м'який місцевий клімат Дністерської водойми, якому притаманні згладжений термічний режим, підвищенні значення відносної вологості (на 1-2%), бризова циркуляція.

В межах мезокліматичного виділу проступає складна мозаїка рекреаційно відмінних топокліматів, спричинених складною геоморфологічною будовою та різноманіттям діяльних поверхонь. Відмінності досягають максимальних значень при антициклональних типах погод і виявляються у вертикальній кліматичній диференціації ("долинна", середня та верхня смуги), що вимагає перегляду просторово-часових переваг рекреації.

Для подальшого визначення причин цих особливостей, їхнього просторового розподілу та прогнозу впливу на рекреацію необхідні подальші спостереження (особливо в еталонних меандрових ділянках), складання детальних топокліматичних характеристик (вітрових, режиму зволоження та термічного), визначення показників кліматів для туризму (PET, CIT, RSI) та на їхній основі складання картографічних моделей розподілу рекреаційно важливих кліматичних величин.

Література

1. Агрокліматичний довідник по Чернівецькій області. – К. : Держсільгоспвидав УРСР, 1960. – 78 с. 2. *Будыко М.И.* Клімат и жизнь / М.И. Будыко. - Л.: Гидрометеиздат, 1971. - 472 с. 3. *Воропай Л.И.* Геолого-геоморфологическое строение Среднего Приднестровья / Воропай Л.И., Куница Н.А. // Воздействие гидротехнического строительства на природу и хозяйство Среднего Приднестровья: Сб. ст. – Л.: Изд-во ГО СССР, 1981. – С. 9-15. 3. *Гродзинський М.Д.* Пізнання ландшафту: місце і простір: Монографія. У 2-х т./ М.Д. Гродзинський. – К.: ВПЦ "Київський університет", 2005. – Т.2. – 503 с. 4. *Гуцуляк В.Н.* Природные ландшафты правобережья Среднего Приднестровья / Гуцуляк В.Н., Рыбин Н.Н., Чоп В.И. // Воздействие гидротехнического строительства на природу и хозяйство Среднего Приднестровья. – Л. : Изд-во ГО СССР, 1981. – С. 16-25. 5. *Данилова Н.А.* Клімат и отдых в нашей стране: (Европейская часть СССР, Кавказ) / Н.А. Данилова. – М.: Мысль, 1980. – 156 с. 6. Днестр и его бассейн (Гидрологический очерк) / Под ред. А. Доманицкого. – Л.: Гидрометеиздат, 1941. – 306 с. 7. *Дутчак М.В.* Природно-територіальні комплекси Дністровської долинно-річкової системи в межах Середнього Придністров'я, їх зміни під впливом гідротехнічної системи. Автореферат...канд. геогр. наук: 11.00.01 / ІГ НАНУ / М.В. Дутчак. – К., 1994. – 25 с. 8. *Киналь О.* Особливості клімату Середнього Подністров'я / О. Киналь // Науковий вісник Чернівецького університету. Сер. Географія. – 2006. – Вип.294.. – С. 149-175. 9. *Киналь О.* Рекреаційно-кліматичні ресурси Чернівецької області / О. Киналь // Рекреація й туризм: сучасні тенденції та регіональні особливості. Матеріали Міжнар. наук.-практ. конф. "Інноваційні моделі розвитку туристичної інфраструктури. Ч.1. – Чернівці, 2006. – С.91-102. 10. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с. 11. *Михайленко Н.М.* Характеристика біоклімату м. Києва // Географія в інформаційному суспільстві. Зб. наук. праць. У 4-х тт. / Н.М. Михайленко, В.М. Пищолка – К. : ВГЛ Обрії, 2008. – Т.ІІІ. – С.243-246. 12. Середнє Придністров'я / За ред. Г.І. Денисика – Вінниця: Теза, 2007. – 431 с. 13. *Смит К.* Основы прикладной метеорологии

/ К. Смит. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 424 с. 14. Справочник по климату СССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. - Л. : Гидрометеиздат, 1969. - Вып.10. - Ч.1. - 607с. 15. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы. - Л.: Гидрометеиздат, 1967. - Вып.10. - 690 с. 16. *Шубер П.* Аналіз клімату для цілей рекреації (на прикладі клімату м.Моршин) / П. Шубер // Фіз.географія та геоморфологія. – 2004. – Вип.46, Т.2. – С. 215-223. 17. *Щербань М.И.* Микрокліматологія / М.И. Щербань. – К. : Вища шк. , 1985. – 224 с. 18. Особливості оцінки кліматичних рекреаційних ресурсів Карпат / Явкін В.Г. Євдокіменко В.К., Савранчук Л.О., Шупарська Л.П. // Вісник наукових досліджень. Серія: Туризм. – 2006 – вип.2. – С.108-112. 19. de Freitas C. R, Matzarakis A. and Scott D., 2007. Climate, tourism and recreation – A decade of the ISB’s Commission on Climate, Tourism and Recreation. In Matzarakis, A., de Freitas, C.R., Scott (eds.) *Developments in Tourism Climatology*. Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg , p.7-12. 20. de Freitas, C., Scott, D., McBoyle, G. 2004. A new generation climate index for tourism and recreation. In Matzarakis, A., de Freitas, C.R., Scott (eds.) *Advances in Tourism Climatology*. Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg Nr. 12, p.19-26. 21. Geiger, R. (1957) *The Climate Near the Ground* 2nd ed., Harvard University Press, Cambridge Massachusetts. 22. Oke, T.R. (1987) *Boundary layer climates*. London, Routledge. 23. Kaminski A., Radosz J., 2001b: A mosaic of topoclimates on the example in the Upper Silesia industrial region, *Man and landscape*, L. Buzek, M. Rzetala (ed.), University of Ostrava, University of Silesia, Ostrava-Sosnowiec, 87-89. 24. Pavličko P., Vysoudil M. Modeling of georelief influence on wind streaming by the use of GIS technology // *Acta Univ. Palacki. Olomuc. Geographica*. – 37. – 2002. – pp. 63-68. 25. Paszynski J., 1980: *Metody sporzadzania map topoklimatycznych*, *Dok. geogr.*, 3, 13-28. 26. Richards, K. *Topoclimates and Topoclimate Mapping: What do the Scientific Abstracts Tell Us about Research Perspectives?* The 14th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre University of Otago. 2002. pp. 1-8. 27. Rosetti R., Tedeshi L. *Stima di fattori morfologici limitanti nelle indagini topoclimatiche* // *Atti Tic. Sc. Terra*, 36 (1993). – P.41-50. 28. Yoshino, M.(1975) *Climate in a Small Area*, University of Tokyo Press, Tokyo.

Холявчук Д.І. Рекреаційно-кліматичні дослідження річково-долинних рівнинних регіонів (на прикладі долини Середнього Дністра). Розглядається унікальний рівнинний регіон –долина Середнього Дністра, що відзначається кліматичною різноманітністю і, відповідно, високою рекреаційною привабливістю. Досліджуються чинники кліматогенезу в долині на мезо-, місцевому і топологічному рівнях. Проаналізовані рекреаційні особливості місцевих та топокліматів, і зокрема їх комфортні риси.

Холявчук Д.И. Рекреационно-климатические исследования речных долинных равнинных регионов (на примере Долины Среднего Днестра). Рассматривается уникальный равнинный регион – долина Среднего Днестра, что отмечается климатическим разнообразием, и соответственно высокой рекреационной привлекательностью. Исследуются факторы климатогенеза долины на мезо-, местном и топоклиматическом уровне. Проанализированы рекреационные местные и топоклиматические особенности, и в особенности их комфортные черты.

Holjavchuk D.I. Recreation and climate research of river valley flat regions (on the example of Medium Dnister valley. River valley of Medium Dnister is considered to be a unique flat region with high climate heterogeneity and recreation attractivity. Valley climate genesis features in consideration to meso-, local and topoclimates are investigated. Recreation peculiarities of local climates and different vertical topoclimates are analyzed. Comfort features and sanitation functions of valley climates are stressed.

ДИНАМІКА ПОЛЯ ОПАДІВ У ПІВДЕННІЙ ЧАСТИНІ УКРАЇНИ

Ключові слова: річні суми опадів, періоди коливань, опадоутворення, динаміка

Вступ. Глобальні зміни кліматичної системи є незаперечним фактом, що доведений міжнародними дослідженнями. Результати чисельного моделювання кліматичних змін [10] вказують на важливу їх особливість - неоднозначність регіонального прояву. Ці висновки стосуються як змін температури так змін сум опадів та їх географічного розподілу. Виходячи з пануючих підходів стосовно причини глобального потепління (зростання вмісту парникових газів в атмосфері), підвищення температури можна розглядати як прямий наслідок цих процесів, тоді як зміни кількості та режиму випадання опадів опосередковано визначаються циркуляційними процесами в межах загальної циркуляції атмосфери (ЗЦА). В роботах [2, 5, 10] показано, що в умовах зміни термічного режиму кліматичної системи зазнає змін і механізм ЗЦА, особливо через зміну положення та інтенсивності центрів дії атмосфери.

Тому важливим напрямком досліджень регіональних кліматичних змін і, зокрема, трансформації поля опадів є визначення трендів та встановлення їх залежності від циркуляційних процесів.

У пропонованій роботі здійснено дослідження просторово-часових змін поля опадів на півдні України та взаємозв'язок цих змін з величиною індексу Північно-Атлантичного коливання.

Циркуляційні чинники у формуванні опадів на території України. Формування та випадання опадів на території України і її південній частині зокрема, є наслідком складних макроциркуляційних процесів, що визначаються тепло- і вологообміном в атмосфері. Суть цих процесів полягає у переважанні перенесення тепла і вологи з Атлантики і Середземного моря (західне перенесення), а також розвитку під впливом циклонічної діяльності крупномасштабних вертикальних рухів, що призводить до формування хмарності та опадів.

Напрямок та інтенсивність перенесення повітряних мас визначається циклонічною діяльністю, тобто утворенням (переважно на Полярному фронті) та переміщенням в зональному потоці баричних вихорів - циклонів та антициклонів. Основна кількість опадів випадає з фронтальних хмар. Взимку випадання їх найчастіше пов'язано з Середземноморськими циклонами (утворюються на т.зв. Середземноморській гілці Полярного фронту), що переміщуються з Чорного моря у північному та північно-східному напрямках. Вплив Середземноморських циклонів відмічається майже на всій території країни. Більшість Атлантичних циклонів

переміщуються північніше і рухаються за зональними траєкторіями із заходу на схід. Південні ділянки фронтів цих циклонів охоплюють практично усю Україну

Влітку лише невелика частина опадів випадає у тилівій частині циклонів безпосередньо з морських повітряних мас у вигляді так званих опадів конвективної нестійкості. Важливе значення мають опади з тропічного повітря. Останнє, переміщуючись з південного сходу через південну і південно-західну периферію антициклону, зволожується і, зустрічаючись з полярним повітрям, дає велику кількість опадів зливового характеру.

Особливість циркуляційних процесів у південній частині України полягає у тому, що відносно часто на південних ділянках фронтів західних та північно-західних циклонів розвиток хмарності недостатній для утворення опадів. Наслідком є зменшення річних сум опадів у порівнянні з іншими регіонами території. Також на півдні, більшою ніж в інших регіонах, є частка внутрішньомасових опадів, особливо в теплий період.

Як зазначалось вище, механізм ЗЦА проявляється зокрема і через вплив на погодні процеси, умови утворення опадів, центрів дії атмосфери. Для Атлантико-Європейського регіону і території України зокрема, такими є Ісландський мінімум, та два баричні максимуми – субтропічний Азорський та сезонний Сибірський. Дослідження сучасних циркуляційних процесів [3] показують, що в Атлантико-Європейському регіоні, зміни крупномасштабної атмосферної циркуляції проявляються у зміщеннях на схід основних центрів дії атмосфери, при цьому змінюються і погодоутворюючі процеси. Так, у холодний період року на початку століття під впливом Сибірського антициклону знаходилася вся територія України, в середині століття – тільки її східна частина, а наприкінці століття вплив цього ЦДА зник. У теплий період року перетворення атмосферної циркуляції проявляється у розширенні на схід Азорського антициклону, під впливом якого на кінець століття потрапила більша частина території України. У результаті погодні умови на території України взимку формуються під впливом атлантичних повітряних мас, на кінець століття помінялися на більш теплі з опадами переважно у вигляді дощу і мокрого снігу, а влітку - відмічається значна мінливістю температури повітря і зростанням частоти внутрішньомасових опадів і гроз.

Інтенсивність та характер циркуляції атмосфери в Атлантико-Європейському регіоні можна визначати, використовуючи Індекс Північно-Атлантичного Коливання (або в короткій інтерпретації - NAO). Ця величина є сумарним виміром стану циркуляції в середніх широтах. NAO відображає коливання атмосферного тиску між північною і південною частинами Північної Атлантики з центрами в районі Ісландії (мінімум) і в районі Азорські о-вів (максимум). Просторові особливості і тимчасова мінливість NAO зазвичай визначаються по полю тиску на рівні моря (SLP), для якого існують метеорологічні станції з найдовшим рядом спостережень. Зазвичай,

індекс NAO обчислюється як різниця нормованих значень тиску на станції Гібралтар (Лісбон або Понту-Делгада) та станції Рейк'явік.

Вплив NAO на формування природних аномалій в Атлантико-Європейському регіоні відбувається через зміни переважаючих траєкторій атлантичних циклонів. При дослідженні десятирічних осереднених значень помічено, що позитивна фаза NAO супроводжується зміщенням центрів дії атмосфери Північної Атлантики на північ - північний схід, в результаті чого траєкторії атлантичних циклонів проходять, переважно, над Північною Європою, забезпечуючи там більшу кількість опадів, підвищені значення вологості і температури. Негативна фаза NAO характеризується відповідними аномаліями протилежного знаку. Вплив NAO на формування природних аномалій Атлантико-Європейського регіону максимально виражено в зимово-весняний період коли роль. Виявлено, що з кінця ХІХ до кінця ХХ століття NAO інтенсифікувався, а відстані між ЦДА Північної Атлантики скорочувалася.

Крім вищезазначеного індексу в деяких дослідженнях [9] для виявлення зміни глобальної циркуляції використовують Ель-Ніньо-Південне коливання (ЕНПК), яке опосередковано вказуватиме і на зміни циркуляційних процесів в Атлантико-Європейському секторі. Виявлено, що ЕНПК впливає на формування природних аномалій Атлантико-Європейського регіону через NAO, посилюючи або послаблюючи цей сигнал

Основні тенденції змін в річного ходу та поля опадів в південній частині України. Для характеристики динаміки поля опадів, особливостей річного розподілу та виявлення тенденції їх змін на півдні України в другій половині ХХ ст. було розглянуто багаторічний хід опадів на окремих станціях, які розташовані в різних частинах південного регіону. Для дослідження використовувалися дані спостережень гідрометеорологічної мережі за опадами за 1960-2006 рр. та отримані раніше результати [1].

Порівняння значень середньої річної кількості опадів за 1960-2006 рр. з даними середньої річної кількості опадів за 1938-1950 рр. (табл. 1), показує суттєве збільшення в цей період кількості опадів - від 106,8 до 138,6 мм. Незважаючи на деяку некоректність порівняння (різна тривалість періодів), загальна тенденція до збільшення річних сум опадів у регіоні в другій половині ХХ ст. є очевидною.

Таблиця 1 – Значення середньої річної кількості опадів за 1960-2006 рр. з даними середньої річної кількості опадів за 1938-1950 рр.

Метеорологічні станції	Максимальна кількість опадів(мм) за 1960 – 2006 рр.	Мінімальна кількість опадів(мм) за 1960-2006 рр.	Середня кількість опадів(мм) за 1960-2006 рр.	Середня кількість опадів(мм) за 1938-50 рр.
<i>Донецьк</i>	757(1997 р.)	328 (1975 р.)	518	379,4
<i>Маріуполь</i>	854 (2004 р.)	273 (1975 р.)	524	417,8
<i>Одеса</i>	674 (1997 р.)	246 (1983 р.)	465	340,3

Важливим є встановлення тенденцій змін річних сум опадів у різних точках регіону, а також амплітуди коливань, періодів збільшення та зменшення річних сум опадів на кожній станції та визначення можливого їх зв'язку зі змінами циркуляційних процесів.

На рис. 1–3 показано характер коливань річних сум опадів загальна тенденція їх змін (тренд) за період 1960-2006рр. на станціях Донецьк, Одеса та Маріуполь відповідно. В досліджуваний період тільки на станції Маріуполь зберігається стійка тенденція до збільшення річних сум опадів, що оцінюється приблизно в 10% від норми для цього району. На двох інших станціях - відносна сталість річних сум опадів або незначне (до 1%) їх зменшення.

Дослідження періодичності коливань змін кількості опадів показали, нестійкий характер зволоження в регіоні з переважаючим 2-х річним періодом коливань та значними міжрічними амплітудами сум опадів характерними для таких періодів. Так максимальна амплітуда міжрічних коливань – 340 мм (Донецьк, 1975-1976 рр., 1997-1998 рр), 350 мм (Маріуполь, 1975-1976 рр, 2003-2004 рр.), 345 мм (Одеса 1988-1989 рр).

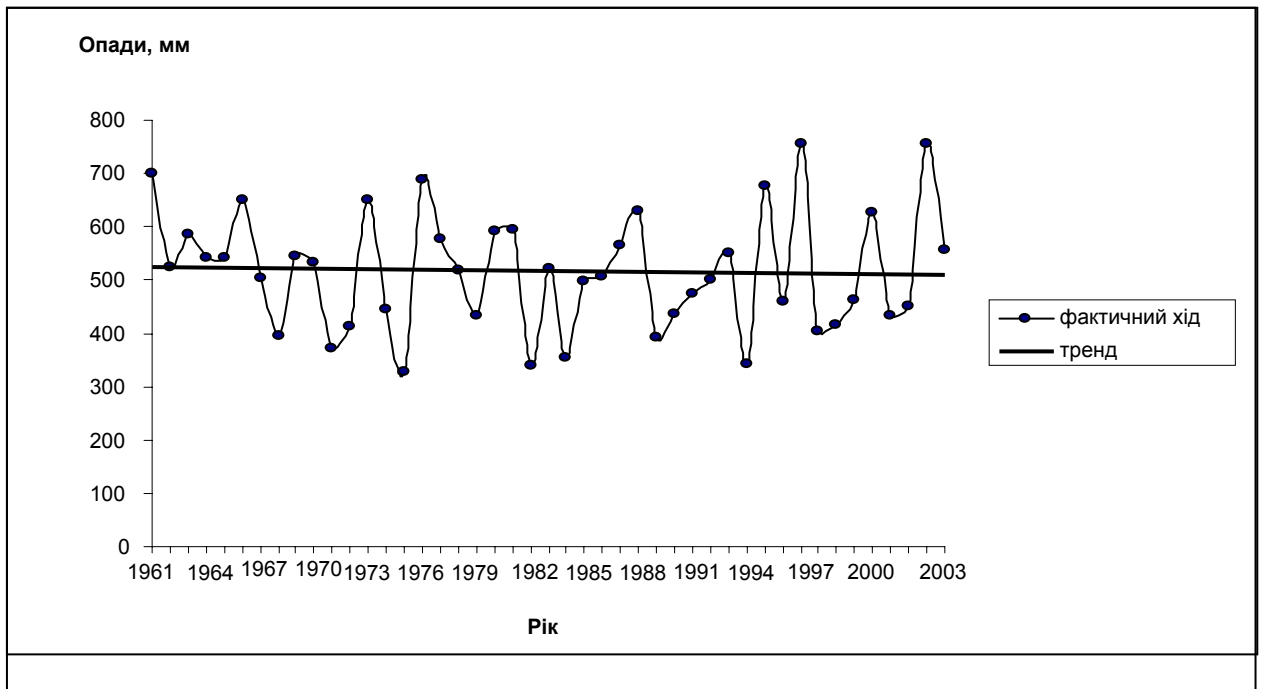


Рис. 1 – Закономірності багаторічного розподілу опадів, ст. Донецьк

Крім названих вище періодів коливань виділяються і більш тривалі періоди коливань 4-6 років, в цей час міжрічні амплітуди опадів незначні і, в окремі роки не перевищують 20-30 мм. Річні суми опадів в межах тривалих періодів коливань, зазвичай близькі до норми.

Виділяється декілька періодів тривалістю 4-5 рр., коли тенденції в зміні річних сум опадів були однаковими для усіх точок спостережень (1963-1967, 1973-1976, 1988-1992, 1997-2000 рр.). Очевидно, що для станцій з відмінністю регіональних фізико-географічних умов, чинником що визначав подібність умов опадоутворення була атмосферна циркуляція. В межах вказаних періодів на станціях Донецьк, Маріуполь та Одеса (рис. 1–3)

прослідковуються чіткі мінімуми та максимуми сум опадів за окремі роки; максимум випадання опадів у 1966 році, у 1972-1974 рр., 1976-1978 рр., а мінімум у 1974-1976 рр.

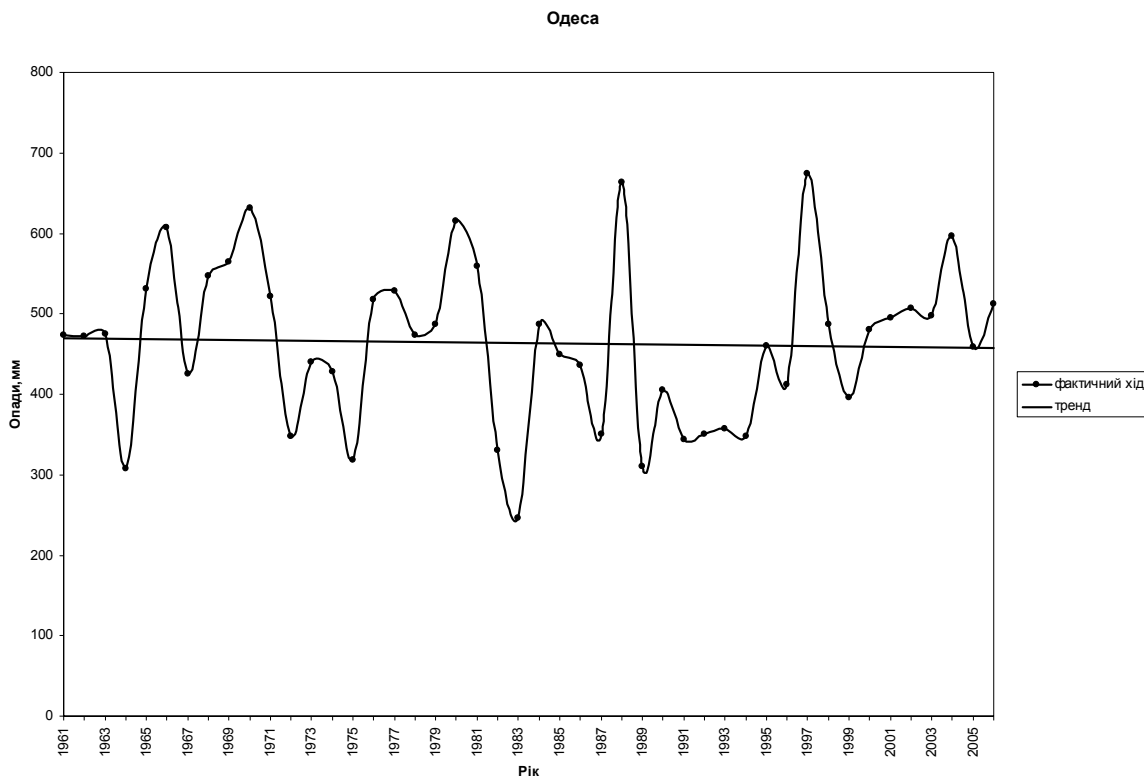


Рис.2 – Закономірності багаторічного розподілу опадів, ст. Одеса

З 1983-1984 рр. на усіх станціях зменшується міжрічні амплітуди коливань опадів та збільшуються їх річні суми, за рахунок зменшення абсолютних значень мінімумів і деякого підвищення максимумів атмосферних опадів. На станціях Донецьк і Одеса мінімуми спостерігався в 1982-85 рр.(рис. 1, 2), а на станції Маріуполь у 1981р. та 1982р (рис. 3). Вказана тенденція до збільшення сум опадів особливо чітко проявляється починаючи з 1995-96рр. Чіткі максимуми відмічалися на всіх трьох станціях в 1997р. та 2004 р.(табл. 1) і становили 757 мм (Донецьк), 654 мм (Одеса) та 854 мм (Маріуполь). Співпадіння тривалості періодів в зміні кількості опадів на станціях свідчить про спільні причини цих змін. Можна припустити, що виділений часовий проміжок є частиною більш тривалого періоду коливання річних сум опадів і викликаний зміною циркуляційних процесів більш крупного масштабу.

Дослідження закономірностей багаторічного ходу опадів на півдні України показує, що існують різні за часовим масштабом циркуляційні процеси, що визначають 2-х, 4-5-ти та 15-20-ти річні цикли опадоутворюючих умов і, відповідно коливання річних сум опадів.

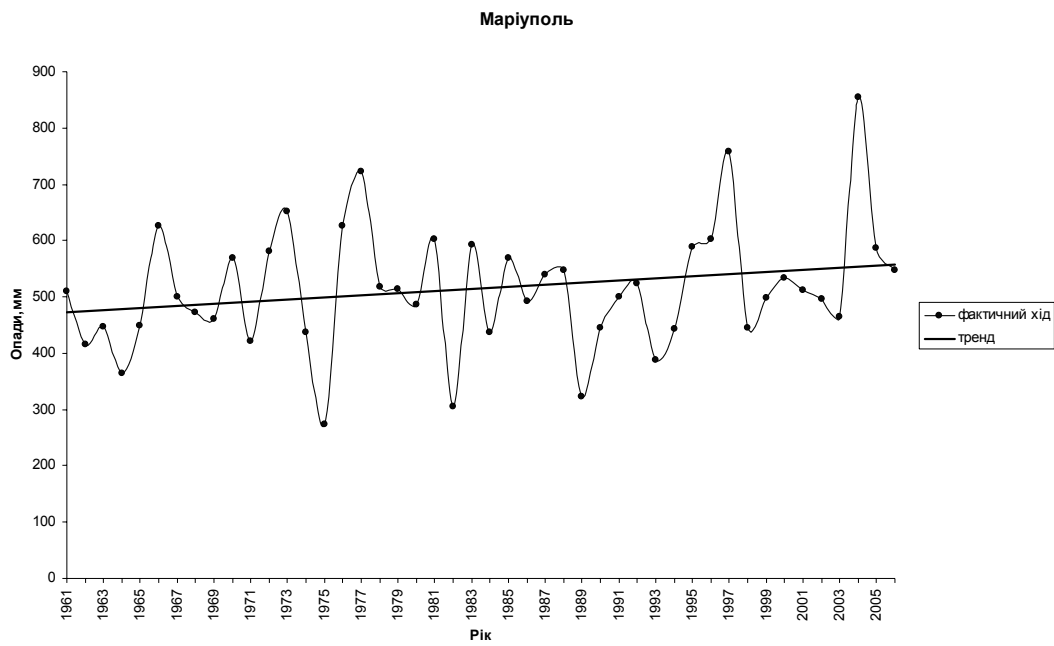


Рис.3 – Закономірності багаторічного розподілу опадів, ст. Маріуполь

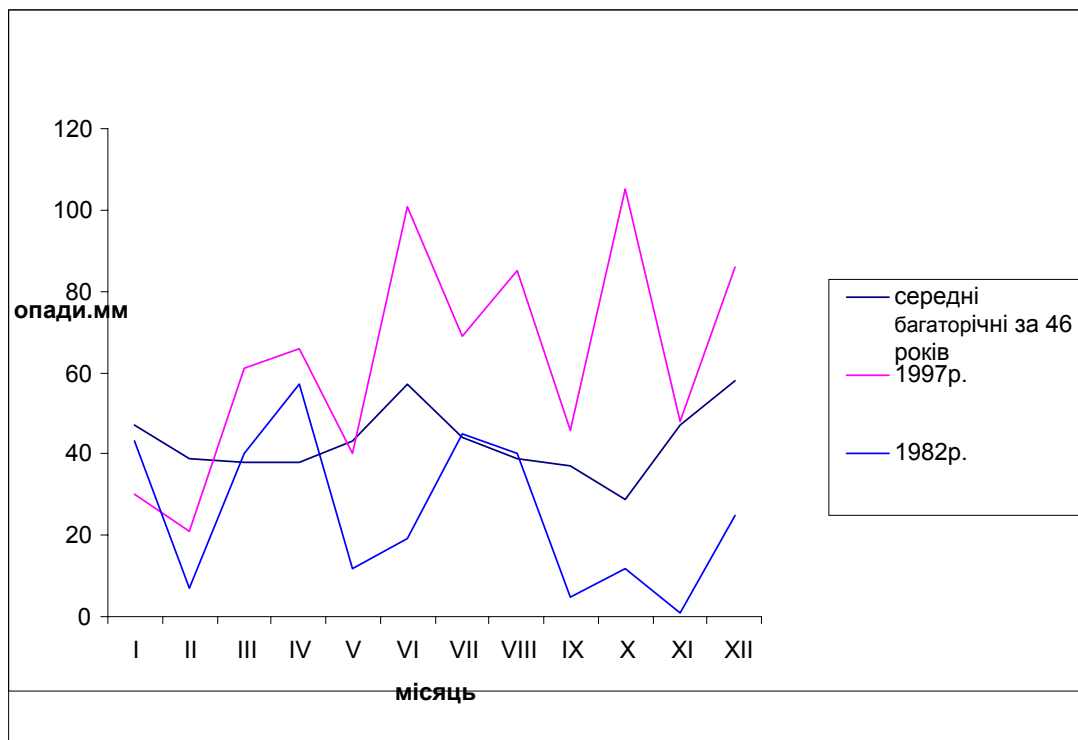


Рис. 4 – Річний хід опадів, ст. Маріуполь

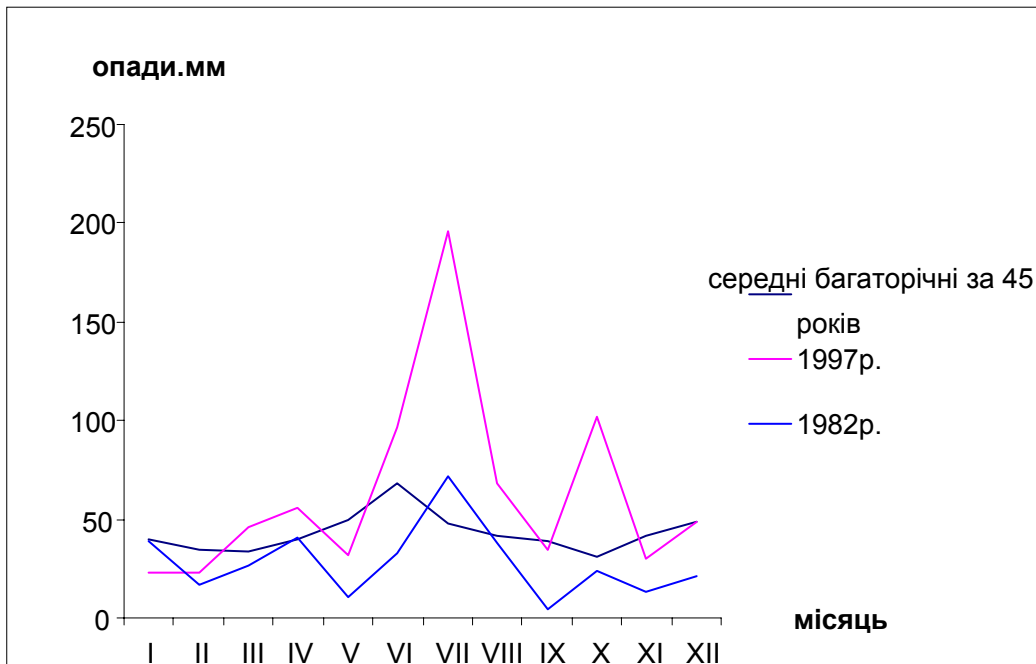


Рис.5 – Річний хід опадів на ст. Донецьк

Важливо з'ясувати, як періоди надлишкового та недостатнього зволоження проявляються у річному розподілі опадів, які представлені на рис.4-6. При збереженні стандартних закономірностей річного ходу, у роки зі значними сумами опадів основний внесок дають опади теплового періоду з максимумами

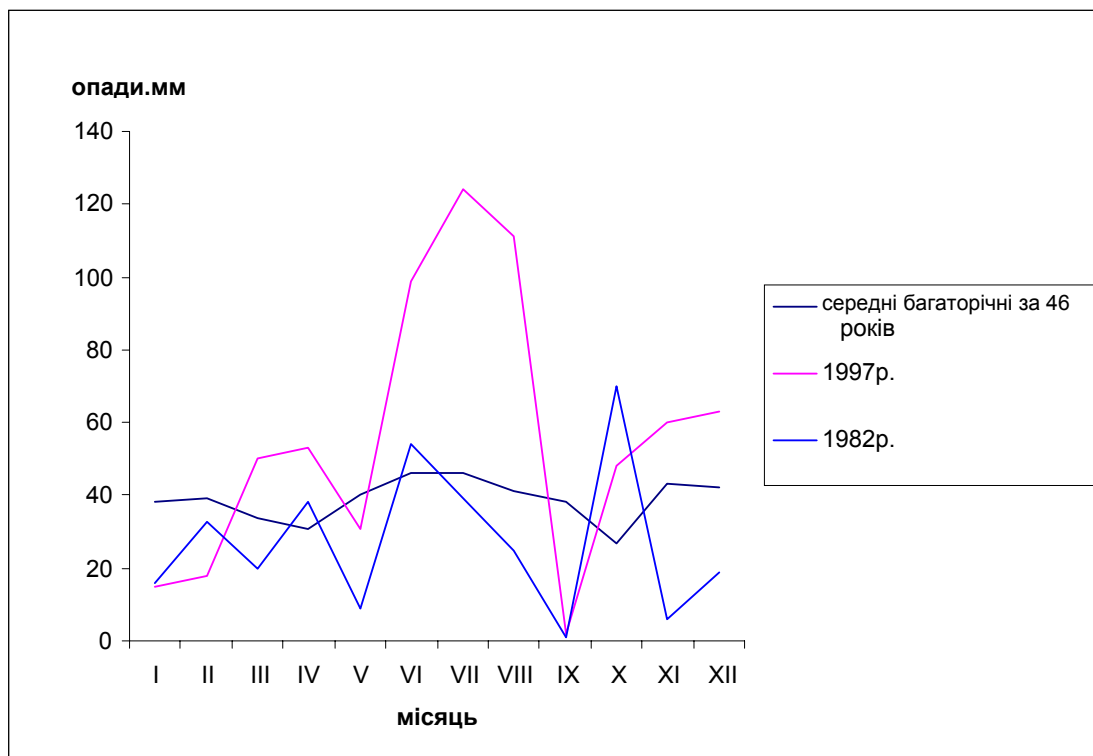


Рис. 6 – Річний хід опадів, ст. Одеса

у березні-квітні, червні-липні, та вересні-жовтні. Слід зазначити, що у роки, коли відмічаються мінімальні значення річних сум опадів загальні

закономірності річного ходу зберігаються за виключенням січня-лютого. У цей період середньомісячні суми опадів можуть перевищувати або наближатися до значень відповідних місячних сум у роки максимального зволоження

Недостатнє зволоження переважно обумовлене синоптичними процесами, що формують погодні умови у травні, вересні та листопаді. Наявність чітких періодів змін річних сум опадів у межах досліджуваного регіону вказує на їх зв'язок з різномасштабними циркуляційними процесами і деякі з них можна встановити досліджуючи зміни Індексу Північно-Атлантичного Коливання

Вплив Північноатлантичної осциляції на часовий розподіл опадів

Відомі роботи [1, 3], в яких приводиться типізація синоптичних процесів, які обумовлюють режим випадання опадів в окремих регіонах України. Такий підхід дозволяє встановити причини формування аномалій опадів незначних часових масштабів (сезон, рік) і буде розглянутий авторами у подальшій роботі. Видається більш важливим встановити залежність коливань сум опадів тривалих періодів від інтенсивності крупно масштабних циркуляційних процесів. В окремих дослідженнях [6, 7] показано, що на кліматичний фон опадів, температури та стоку рік на території Європи діє так звана Північноатлантична осциляція (NAO), про що згадується вище.

Існує значна міжрічна мінливість NAO, при цьому як додатна, так і від'ємна фази можуть спостерігатися протягом кількох місяців поспіль. У той же час для зазначеної мінливості існує і періодичність більших часових масштабів. Якщо NAO мала тенденцію залишатися тривалий час в одній екстремальній фазі, вона відповідала за більшість зимових потеплінь та похолодань, що спостерігалися над Європою та Північно-Західною Атлантикою.

Хоча певного зв'язку між фазою Північноатлантичної осциляції та кліматичним фоном України не можна заперечувати, але кількісно виразити такий зв'язок дуже важко. Тому для виявлення впливу Північноатлантичної осциляції на часові зміни опадів над Україною, зокрема над південним її регіоном, застосуємо вейвлет-розкладання, яке є досить гнучким у застосуванні до локальних змін періоду сигналів, що змінюються в широких межах. Через те, що вейвлети містять чіткі мінімуми та максимуми, вони враховують реальні оцінки довжини циклу [4].

Використовуючи вейвлет-розкладання [4], можна охарактеризувати головні складові мінливості індексів Північноатлантичної осциляції та місячних сум опадів у південній частині України. На рис.7 представлено деталізований компонент для кількості опадів за місяць на півдні України (верхній графік) та індексів NAO(нижній графік).

Застосований метод характеризує домінантність протягом довгого періоду часу позитивної чи негативної фази NAO. Співставлення досліджених даних за методом вейвлет-розкладу на півдні України, де

відображено фазові коливання NAO, із фактичними даними на деяких станціях південного регіону країни представлені на рис. 1–3).

Добре відомо [6] що з середини 1950-х років по 1979 рік превалювала негативна фаза NAO (збільшення режиму зволоження на території на 120 %).

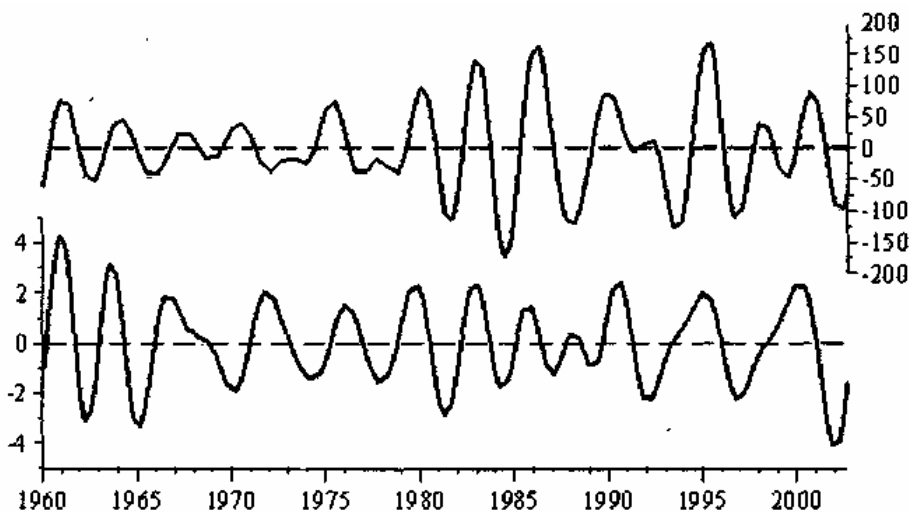


Рис. 7 – Закономірності зміни величини індексу Північно-Атлантичного Коливання

Відповідно у досліджуваному регіоні виділяються два періоди з найбільшою кількістю опадів - в 1972-74 рр. та в 1976-78 рр. Взимку 1979-80 року відбувся перехід до позитивної фази, яка тривала до зими 1994-95 року. Гострі мінімуми на станціях Одеса, Маріуполь та Донецьк спостерігалися саме в цей період - в 1982-84 роках. Протягом цього 15-річного інтервалу істотна негативна фаза спостерігалася лише у 1984–86 роках. Але з листопада 1995 року знову відбувся перехід до негативної фази, а багаторічному ході кількості опадів на ст. Донецьк, Маріуполь, Одеса прослідковується збільшення сум опадів (максимуми в 1997р. та в 2004 р. на всіх трьох станціях), тобто вейвлет-розкладання добре відокремило натуральні довготермінові зміни фази NAO.

Отже, використовуючи вейвлет-розкладання, що ґрунтується на стаціонарному вейвлет-перетворенні, виявлено деякі первинні періодичності для індексів Північноатлантичної осциляції, такі як 4-8-річні періоди, на які припадає максимум аномалій атмосферного тиску, а також природна зміна домінуючих фаз NAO. Виявлені коливання були проаналізовані разом із місячними сумами опадів. Вплив Північноатлантичної осциляції на опади над південним регіоном України досить істотний і позначається на періодах коливань, більших ніж три роки.

Висновки. Найважливішим чинником у процесах формування опадів на Україні є інтенсивність та тип атмосферної циркуляції. За умов глобального потепління клімату відбувається зміщення центрів дії атмосфери (ЦДА) на схід, що суттєво впливає на характер та інтенсивність опадоутворюючих процесів.

Інтенсивність та характер циркуляції атмосфери визначається Індексом Північно-Атлантичного Коливання (або в короткій інтерпретації -

NAO). Ця величина є сумарним виміром стану циркуляції в середніх широтах Північної Атлантики.

Співставлено дані отримані за методом вейвлет-розкладу півдні України, де відображено фазові коливання NAO, із даними розподілу опадів на станціях південного регіону країни. З середини 1950-х років по 1979 рік превалювала негативна фаза NAO (збільшення режиму зволоження на території на 120%). В досліджуваному регіоні виділяються два періоди з найбільшою кількістю опадів - в 1972-74рр. та в 1976-78рр. Взимку 1979-80 року відбувся перехід до позитивної фази, яка тривала до зими 1994-95 року. Гострі мінімуми на станціях Одеса, Маріуполь та Донецьк спостерігалися саме в цей період- в 1982-84рр, вони були зумовлені недостатньою кількістю опадів в основному весною та восени. Але з листопада 1995 року знову відбувся перехід до негативної фази, кількості опадів на ст. Донецьк, Маріуполь, Одеса збільшилися, в основному за рахунок літніх опадів (максимуми в 1997р. та в 2004 р.).

Встановлено наявність 2-х, 4-5-ти та 15-ти річних періодів коливань сум опадів в досліджуваному регіоні, що викликані змінами циркуляційних процесів різних часових масштабів, встановлено зв'язок між динамікою поля опадів та коливаннями NAO в другій половині ХХ ст.

Література

1. Природа Украинской ССР. Т.1 Климат / Бабіченко В.Н, Барабаш М.Б, Логвінов К.Т. и др. – К. : Наук. думка, 1984. - 232 с. 2. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти / Бойченко С.Г., Бортник С.Ю., Волощук В.М. та ін. – К. : ВПЦ «Київський університет». - 2002. 3. *Мартазинова В.Ф.* Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, её изменения и современное состояние / Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А. // Труды УкрНИГМИ. - 1998. - Вып. 246. - С.21-27. 4. *Русов В.Д.* Вплив Північноатлантичної осциляції на часовий розподіл опадів: метод вейвлет-розкладання / В.Д. Русов // УАЖ. – 2007-2008. – 6-7. – С. 150–156. 5. *Свердлик Т.А.* Влияние крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха на изменение регионального климата Украины / Т.А. Свердлик // Тр. Конф. молодых ученых национальных гидрометслужб стран СНГ (Москва, Россия). – М., 1999. – С. 67–89. 6. Application of the wavelet-expansion to analysis vortex kinetic energy values and heat-mass-energy transfer processes in atmosphere / Glushkov A.V., Khokhlov V.N., Tsenenko I.A.//Phys. Aerodisp. systems. – 2003. – Vol. 40. – P. 131–139. 7. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation / Glushkov A.V., Loboda N.S., Khokhlov V.N., Lovett L. // Journal of Hydrology (Elsevier). – 2006. – Vol. 322. N1–4. –P. 14–24. 8. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // Science. – 1995. – Vol. 269. – P. 676–679. 9. Nason G., von Sachs R., Kroisand G. Wavelet processes and adaptive estimation of the evolutionary wavelet spectrum // J. Royal Stat. Soc. – 2000. – Vol. B-62. – P. 271–292. 10. www.ipcc.ch/ipccreports.

Паламарчук Л.В., Голюк В. Динаміка поля опадів у південній частині України. Наводяться результати дослідження динаміки середньомісячних та річних сум опадів. Встановлено 2-х, 4-5-ти річні періоди їх коливань, вказано на можливість існування й більш тривалих періодів. Показано вплив Північно-Атлантичного Коливання на умови опадоутворення у регіоні.

Паламарчук Л.В., Голюк В. Динамика поля осадков в южной части Украины. Приводятся результаты исследования динамики среднемесячных и

среднегодовых сумм осадков. Установлены 2-х, 4-5 годовые периоды их колебаний, указано на возможность существования более длительных периодов. Показано влияние Северо-Атлантического колебания на осадкообразующие условия в регионе.

Palamarchuk L.V., Golyuk V. Dynamics of fields of precipitation research in South part of Ukraine. Results of dynamics monthly and annual sums of precipitation research are adduced. Two-year and 4-5 years periods of their fluctuation are established as well as possibility of existence of longer periods. Influence of North-Atlantic Fluctuation on conditions of precipitation formation is shown.

УДК 551.570.04

Є.М. Кіптенко, Т.В. Козленко

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут*

МЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ЗАБРУДНЕННЯ ПОВІТРЯ ТА ЙОГО ПРОГНОЗУВАННЯ У МІСТІ ЧЕРНІВЦІ

Ключові слова: забруднення повітря, метеорологічні характеристики, прогноз забруднення повітря, шкідливі домішки.

Вступ. Захист атмосфери від забруднюючих речовин набуває все більшої актуальності, особливо для оцінки ступеня небезпеки шкідливих домішок для здоров'я людини. При вирішенні цієї проблеми особлива роль належить метеорологічному фактору формування рівнів забруднення повітря та розробці заходів щодо короткочасного зменшення викидів забруднюючих речовин.

Чернівці відносяться до міст, для яких доцільність розробки методики короткотермінового прогнозування рівнів забруднення повітря, має велике значення.

Розробка методики короткотермінового прогнозу забруднення повітря з врахуванням метеорологічних умов для міста виконувалася на основі статистичного методу (множинної регресії) прогнозу. Основу цього методу складають дані про забруднення повітря і метеорологічні характеристики досліджуваної території. Для виконання цієї роботи використовувалися матеріали ЦГО Держгідромету.

Метеорологічні умови формування високих рівнів забруднення повітря у місті. Для успішності прогнозування забруднення повітря слід враховувати фізичні закономірності поширення домішок в атмосфері і особливості впливу метеорологічних умов на рівень забруднення. Поле концентрацій формується під впливом ряду факторів – емісійних (джерела викидів, їх потужність, висота, розташування), топографічних особливостей місцевості (підвищення, низовина, забудова, водоймище, рослинність) та метеорологічних умовах.

Загазованість автотранспортних міських магістралей в основному визначається комплексом трьох факторів: метеорологічними, автотранспортними показниками, особливостями міських магістралей,

рельєфом міста та характеристиками ландшафту, який примикає до магістралей.

Аналіз випадків високого рівня забруднення повітря у місті за період (1998–2001 рр.) дозволив встановити деякі закономірності впливу метеорологічних умов на концентрації шкідливих домішок.

Найбільший вклад у ці процеси вносять термодинамічна стійкість та вітер, від яких залежать ефективність віддалення домішок від джерел забруднення і концентрація небезпечних речовин у граничному шарі повітря. Тому основним принципом дослідження питань прогнозування забруднення повітря у місті є максимальне врахування особливостей впливу метеорологічних умов на концентрацію домішок в атмосфері.

Розповсюдження забруднюючих речовин по вертикалі в граничному шарі атмосфери в значній мірі залежить від ступеня стійкості повітря, тобто від температурної стратифікації. Вільна конвекція обумовлює інтенсивне розсіювання домішок за великим об'ємом, і товщина шару перемішування визначає верхню границю цього об'єму. В зв'язку з цим кращі умови для розсіювання домішок створюються при сильній нестійкості і добре розвинутому шарі перемішування. Це буває в ясні, сонячні дні, особливо влітку. Навпаки, гірші умови для розсіювання виникають при інверсії температури, коли граничний шар стратифікований стійко. Турбулентність при цьому подавлена, вертикальні рухи значно послаблені.

Відомо, що застій повітря негативно впливає на накопичення домішок в атмосфері. Велике значення має для міста повторюваність і потужність приземних та припіднятих інверсій..

Приземні та припідняті інверсії температури, які мають стійку стратифікацію, є затримуючими шарами. Вони перешкоджають розповсюдженню домішок в атмосферу. В умовах міста, при наявності великої кількості низьких джерел викидів, особливо якщо температура викидів нижча, ніж навколишня температура повітря, при наявності приземних і припіднятих інверсіях створюються умови накопичення домішок [1-4].

При допомозі кореляційного аналізу встановлені статистично значущі фактори, що формують рівень забруднення повітря у місті. До них відносяться напрям та швидкість вітру, температура повітря, синоптична ситуація і попереднє забруднення повітря.

У Передкарпатті влітку та взимку переважають північно-західні вітри, а також напрям вітру східних румбів (табл. 1).

Таблиця 1 – Повторюваність (%) напрямів вітру та штилю у м. Чернівці (1998 – 2001рр.)

Період	Повторюваність напрямів вітру, %								штиль
	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	Пнз	
Зима	4	2	24	19	3	6	11	31	10
Літо	7	3	10	12	4	7	15	42	12

Крім цього, північно-західні та південно-східні вітри у Чернівцях обумовлені загальним направленням основного гірського масиву та долини р. Прут, які витягнуті з північного заходу на південний схід.

Середня швидкість вітру складає 3 – 4 м/с. Найбільша повторюваність швидкості вітру 0–1м/с припадає на теплий період року (максимум – серпень, вересень). Повторюваність штилю у середньому за рік складає до 10%, найбільша повторюваність штилю з липня по вересень (11 – 15 %) (табл.2, рис. 1).

Таблиця 2 – Повторюваність (%) швидкості вітру за градаціями від загальної кількості випадків

Період	Швидкість вітру, м/с						
	0 – 1	2 – 3	4 – 5	6 – 7	8 – 9	10 – 11	> 11
Зима	18,3	32,5	27,5	10,1	5,8	3,8	2,6
Літо	24,4	31,7	27,5	10,2	3,9	1,2	1,1

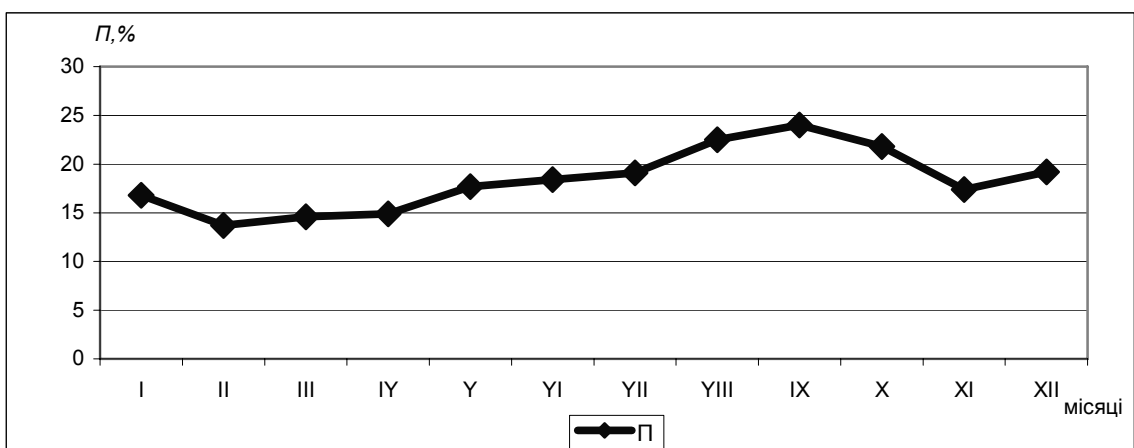


Рис. 1 - Річний хід повторюваності (%) швидкості вітру 0 – 1 м/с.

Найбільші концентрації домішок відмічаються біля поверхні землі від високих джерел викидів за швидкістю вітру 4-6 м/с, при слабких вітрах та штилі – від низьких джерел. У Чернівцях знаходяться як високі, так і низькі джерела викидів. Для окремих домішок (діоксиду сірки, діоксиду азоту, фенолу) підвищене забруднення повітря спостерігається за швидкістю вітру більше 10 м/с. Це може бути пов'язано з розташуванням великої кількості промислових об'єктів на значній території і відповідно з впливом на формування концентрацій кількості віддалених джерел. Відомо, що з віддаленням від джерел викидів зростає вплив так званої небезпечної швидкості вітру.

Аналізуючи хід забруднення повітря міста від напряму та швидкості вітру треба відмітити, що найчастіше спостерігається забруднення повітря при штилі або слабких вітрах (1–2 м/с) північно-західних, західних та східних напрямках вітру (табл. 3).

Таблиця 3 – Повторюваність високих рівнів забруднення повітря

Домішка	Період	Напрямок вітру	Швидкість, м/с
Пил SO ₂ Формальдегід	Весна, літо	Пн, ПнЗ або ПдЗ	0 – 1 штиль 1 – 2
NO ₂	Осінь, зима	З, ПнЗ	Штиль, 1 – 2
Фенол	Весна, осінь	Пн, ПдС	Штиль, 1 – 2

Найгірші умови для розсіювання домішок спостерігаються при застоях повітря, які формуються при приземних інверсіях і слабких вітрах. Застійні явища сприяють інтенсивному накопиченню домішок у містах, переважно за рахунок низьких джерел. В Чернівцях особливо взимку складаються сприятливі умови утворення інверсії температури у нижніх шарах атмосфери.

Температура повітря та відносна вологість побічно впливають на забруднення повітря. Вони характеризують умови виходу газоповітряної суміші з гирла джерела і подальшого її розповсюдження в атмосфері.

Аналіз умов формування високого рівня забруднення атмосфери у Чернівцях показав, що особливо важлива роль належить синоптичному фактору.

Синоптична ситуація відображає особливості атмосферних процесів і характеризується за допомогою комплексу аерометеорологічних параметрів, у зв'язку з цим синоптичний фактор відіграє досить важливу роль при складанні прогнозу забруднення. Облік впливу синоптичної ситуації на забруднення повітря підвищує ефективність прогнозу. В цілому забруднення атмосфери зменшується при переході від антициклонального баричного поля до циклонічного. В області центральної частини стаціонарного антициклону або гребня високого тиску на теплій західній периферії антициклону, при довготривалих малоградієнтних полях, в теплом секторі циклону при невеликому градієнті тиску, при туманах відмічається підвищена повторюваність високого рівня забруднення.

В умовах активної циклонічної діяльності, при баричних утвореннях, які швидко переміщуються, домішки розсіюються в атмосфері і відмічається зменшення їх приземної концентрації, очищенню повітря сприяє також випадання опадів, за винятком, як уже відмічалось, теплого сектору циклону, при наявності туману.

Найбільше число днів з туманом та їх тривалість відмічається у зимово-осінній період (максимум листопад, грудень, січень) (рис.2).

При дослідженні враховувались також дні з опадами, які є самоочищенням повітря (в цілому за рік спостерігається більше 200 днів з опадами).

Важлива роль у формуванні рівня забруднення повітря належить інерційному фактору (попередньому забрудненню повітря) Q'. Наприклад, у липні 1998р. декілька днів підряд відмічався відносно високий рівень забруднення повітря (Q') з пилу і окису вуглецю (табл. 4).

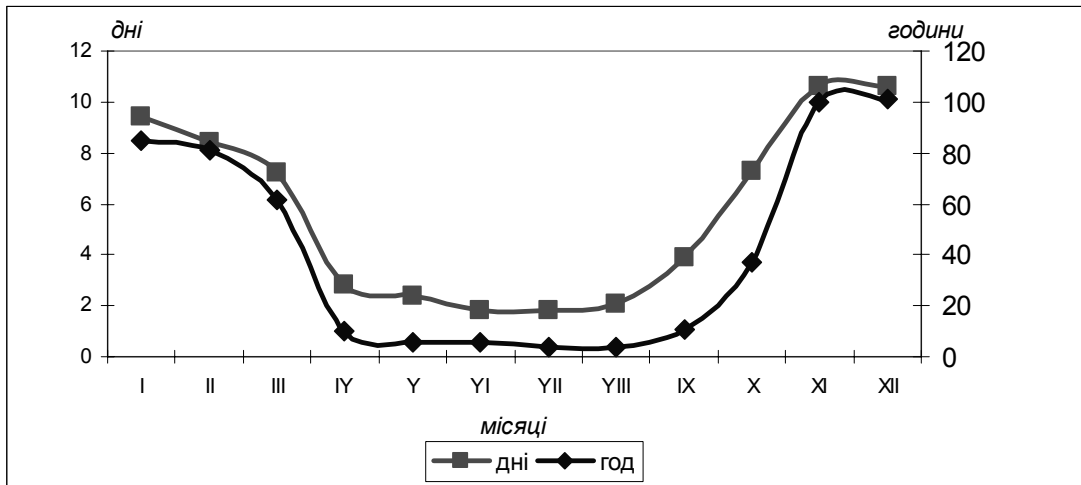


Рис. 2 – Число днів з туманом (дні) та їх тривалість (год).

Таблиця 4 – Рівень забруднення повітря. Липень, 1998 р.

Дата	Пил	СО	Швидкість вітру, м/с	Напрямок вітру	Синоптична ситуація
10	1,25	1,50	2	ПнЗ	Гребінь антициклону
11	1,67	1,50	2	ПнЗ	Гребінь антициклону
12	1,79	1,59	2	ПнЗ	Обширний антициклон
13	1,67	1,50	1	Пн	Обширний антициклон
14	1,49	1,40	штиль	З	Обширний антициклон
15	1,25	1,25	штиль	З	Обширний антициклон

В місті встановлено 2 стаціонарних пости контролю повітря (№1 і №3) за концентраціями пилу, діоксиду сірки (SO₂), окису вуглецю (CO), діоксиду азоту (NO₂), фенолу, фтористого та хлористого водню, формальдегіду та інші.

У межах міста знаходяться великі та малі підприємства різного виробничого профілю. Основними джерелами забруднення повітря у місті є: автотранспорт та промислові підприємства, а також котельні Держжитлокомунгоспу та котельні підприємств міста.

Необхідно відмітити, що у проблемі забруднення атмосфери у великих промислових містах особливе місце займає забруднення повітря автотранспортом. Пов'язано це, перш за все, зі збільшенням кількості автотранспорту та відсутністю надійних методів контролю за їх роботою. За даними ЦГО Держгідромету у ряді міст України викиди забруднюючих речовин автотранспортом значно перевищують викиди стаціонарних джерел. Так, у Чернівцях у 2006 році викиди забруднюючих речовин від автотранспорту становили 91%, а від стаціонарних джерел – 9%.

Оскільки в місті до 96 % викидів від стаціонарних джерел потрапляють в атмосферу без очищення, рівень забруднення атмосфери за останні роки має тенденцію до зростання забруднення повітря за окремими домішками.

В якості прикладу на рис.3 наведено фактичний хід та тренд окису вуглецю за 1990-2006рр.

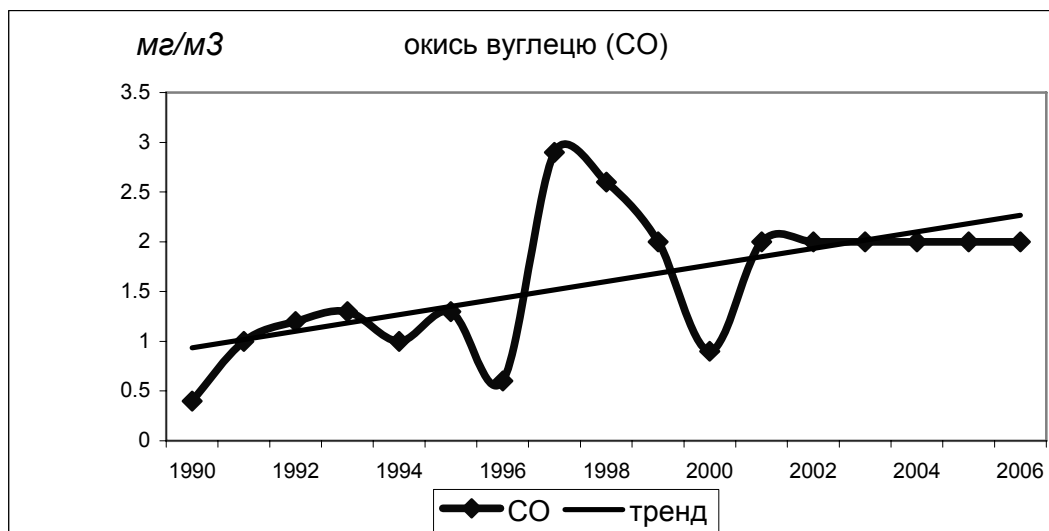


Рис. 3 – Динаміка зміни окису вуглецю

По формальдегіду, фтористому та хлористому водню зафіксовано постійне та значне перевищення середньомісячними концентраціями середньодобового ГДК.

Статистичні характеристики свідчать про високе забруднення окремими домішками. Можна відмітити зростання забруднення атмосферного повітря міста Чернівці як основними, так і специфічними домішками, але тільки з формальдегіду, фтористому та хлористому водню зафіксовано постійне та значне перевищення середньомісячними концентраціями середньодобового ГДК.

У річному ході середньомісячних концентрацій найбільше забруднення атмосферного повітря спостерігалось діоксидом сірки, пилом, формальдегідом у весняно-літній період, фенолом – у весняно-осінній, діоксидом азоту – в осінньо-зимовий періоди (табл.3).

Схема короткотермінового прогнозу рівня забруднення атмосфери. Схема короткотермінового прогнозу рівня забруднення повітря розроблена по матеріалах спостережень за концентраціями пилу, діоксиду азоту, діоксиду сірки, окису вуглецю та специфічних домішок – фенолу та формальдегіду.

Необхідно відмітити, що схема розроблена на матеріалі зимового (грудень, січень, лютий) і літнього (червень, липень, серпень) сезонів, але не дивлячись на це, вона використовується для всього холодного (листопад – березень) та теплого (квітень - жовтень) періодів.

Прогностичний розрахунок базується на використанні методу множинної регресії з урахуванням нелінійності зв'язків шляхом відповідного перетворення предикторів.

Для міста розроблено дванадцять прогностичних схем, які відносяться до шести домішок: пилу, діоксиду сірки, окису вуглецю, діоксиду азоту, фенолу та формальдегіду.

При розробці схеми в якості предикторів приймались метеорологічні фактори за 03 і 15год для зимового та літнього сезонів.

У прогностичну схему включені такі фактори: температура повітря t_{03} , t_{15} ($^{\circ}\text{C}$), різниця температур між сусідніми днями ($\Delta t^{\circ}\text{C}$), напрям d_{03} , d_{15} та швидкість вітру v_{03} , v_{15} (м/с) в строки 03 і 15 год, тип синоптичного процесу S_{03} , а також нормована концентрація домішки за попередню добу Q' , яка дозволяє врахувати інерційність процесу забруднення.

Тип синоптичної ситуації поданий у вигляді індексів від 1 до 10 для зими та для літа.

Виділені такі типи:

Зима	Літо
1. Обширні антициклони, відроги, ядра;	1. Обширні антициклони, відроги, ядра;
2. Гребені антициклонів, сідловина;	2. Гребені антициклонів, сідловина;
3. Пн, ПнЗ, З, ПдЗ, Пд, ПдС, С, ПнС периферії антициклонів;	3. Пн, ПнЗ, З, ПдЗ, Пд, ПдС, С, ПнС периферії антициклонів;
4. Область підвищеного тиску;	4. Область підвищеного тиску;
5. Передня частина циклону, ТФ;	5. Область пониженого тиску;
6. Улоговина;	6. Передня частина циклону;
7. Тил циклону; холодний фронт;	7. Теплий сектор, теплий фронт;
8. Теплий сектор циклону;	8. Тил циклону, холодний фронт;
9. Область пониженого тиску;	9. Улоговина;
10. Центр циклону, фронт оклюзії.	10. Центр циклону, фронт оклюзії.

Прогнозуються середні добові нормовані концентрації кожної домішки. Для визначення попереднього значення середньої нормованої концентрації Q' використовуються концентрації домішок у попередній прогнозу день за всі строки спостережень (01, 07, 13, 19 год). Кількісним значенням кожного з відібраних предикторів є не сама величина метеорологічної характеристики, а середнє значення Q , яке розраховане для різних градацій цього метеорологічного фактору.

В табл. 5 наведені середні значення Q для окремих градацій метеорологічних характеристик. Ці таблиці використовуються для перетворення предикторів. Кожне значення метеорологічної характеристики за цими таблицями замінюється на відповідне її середнє значення Q , яке включається у розрахункове рівняння множинної регресії (табл. 6).

Прогноз Q складається за цими рівняннями. Всі метеорологічні фактори завбачаються існуючими способами. Прогноз забруднення атмосфери складається тоді, коли є всі необхідні для цього дані: прогностичні значення метеорологічних факторів та значення концентрації домішок за попередню добу.

При прогнозі забруднення необхідно, крім розрахункової схеми, керуватися деякими прогностичними ознаками. Для міста Чернівці вони такі:

1. Якщо значення Q' у попередній прогнозу день більше 1,2, при цьому очікується підсилення стійкості нижнього шару атмосфери при слабкому вітрі, вірогідність високого забруднення повітря зростає (за рахунок вкладу низьких викидів).

Таблиця 5 – Середні значення нормованої концентрації для окремих градацій метеорологічних характеристик (зима).

t03	-15,1- -20,1	-10,1- -15,0	-5,1- -10,0	-0,1- -5,0	0,0 -+5,0	+5,1- +10,0	+10,1- +15,0		
SO2	1.02	0.86	1.06	0.91	1.07	1.30	1.40		
NO2	0,98	0,77	0,92	1,06	0,98	1,63	2,15		
Δt	-10,1- -15,0	-5,1- -10,0	-0,1- -5,0	0,0 -+5,0	+5,1- +10,0	+10,1- +15,0			
пил	1,83	1,30	0,95	0,88	1,66	0,97			
SO2	1,24	0,97	0,89	1,08	1,11	1,08			
d03	штиль	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ
SO2	0,80	1,30	0,90	1,03	0,79	1,29	1,12	1,00	0,80
Фенол	1.08	2,50	3,20	0,86	1,02	1,09	0,99	1,10	0,71
v03	штиль	0,1-2,0	2,1-4,0	4,1-6,0	6,1-8,0	8,1-10,0	10.1- 12.0	12.1- 14.0	
SO2	0.80	1.09	1.01	0.98	0.74	0.45	1.25	1.50	
NO2	1,00	1,07	0,91	1,13	1,00	1,20	2,10	2,80	

Таблиця 6 – Параметри рівнянь регресії.

Домішка	Перетворені предиктори									Вільний член
	t03	Δt	d03	v03	t15	d15	v15	С	Q	
зима										
Пил		0,38			0,67		0,18	0,3	0,75	-1,34
SO2	0.48	0.45	0.53	0.26	0.35	0.60		0.97	0.79	-3.42
CO		0.57						0.24	0.94	-0.75
NO2	0.34			0.47	0.61			0.57	0.78	-1.84
фенол		0.93	0.86	0.77				0.54	0.63	-2.74
формальд	0.65	0.47				0.8	0.61		0.82	-2.87

2. Високе забруднення повітря може відмічатися при стаціонарному антициклоні або гребені; вночі та вранці при слабкій швидкості вітру і підвищеному значенні Q' , а також при слабкій швидкості вітру при наявності туману, коли місто знаходиться у теплому секторі циклону.

3. В умовах застою повітря (при наявності приземної інверсії, коли градієнт температури у граничному шарі від'ємний у сполученні зі штилем або слабкою швидкістю вітру) ймовірність високого забруднення зростає. Припідняті інверсії (з нижньою межею 200м) при слабкій швидкості вітру також сприяють накопиченню домішок в атмосфері.

4. Випадання опадів у вигляді дощу та снігу, як і великі швидкості вітру, сприяють посиленню природного самоочищення і, отже, зменшенню забруднення повітря.

Оцінка результатів випробування методики прогнозу забруднення повітря. Оцінка справджуваності прогнозів здійснюється у відповідності з групами забруднення повітря [1,4]. Градації цих груп наведені у табл. 7. При цьому встановлена величина допуску, у межах якого прогноз вважається справдженим. При прогнозі за рівняннями, які запропоновані, величина допуску кожної градації складає 0,2.

Таблиця 7 – Оцінка справджуваності прогнозів

Групи забруднення.	Ступінь забруднення повітря	Градації	Допустима градація, при якій прогноз вважається справджуваним
I	Високе	$\geq 1,4$	$\geq 1,2$
II	Помірне	0,7 - 1,3	0,5 - 1,5
III	Знижене	$< 0,7$	$< 0,9$

Якщо статистичний розподіл Q відрізняється від того, що надається у табл. 6, межі між групами можуть бути іншими. Головне полягає у тому, щоб зберігалось приблизне дотримання повторюваності: 10% для I групи, 40% для II та 50% для III групи.

Авторське випробування на незалежному матеріалі показало, що метод, який використовується для прогнозування повітря, має загальну справджуваність без допуску від 70 до 80%, справджуваність групи високого забруднення від 65 до 80%, критерій ефективності Багрова перевищує критичні значення.

Висновки. Прогноз забруднення повітря, як уже відмічалось, будується за концепцією формування повного рівня забруднення під впливом двох груп факторів: виробничих (або технологічних) і метеорологічних. Задача дослідження полягала у розробці прогностичних схем короткотермінового прогнозу забруднення повітря з урахуванням метеорологічних умов для міста Чернівці.

Метеорологічні фактори не є первинними у процесах формування підвищених рівнів забруднення повітря, їх роль вторинна і зводиться до створення умов, які сприяють накопиченню або розсіюванню домішок. Тому зв'язки концентрацій домішок з окремими метеорологічними характеристиками не завжди чіткі і часто мають невисокі (хоч і статистично значущі) коефіцієнти кореляції. Достатньо помітно вплив метеорологічних умов проявляється тільки при врахуванні комплексу характеристик. Цей комплекс встановлюється шляхом статистичного аналізу разом з теоретичними дослідженнями за фактичними даними спостережень у кожному місті окремо.

Зв'язки рівня забруднення повітря з типом синоптичного процесу відкриває можливість прогнозування рівня забруднення повітря не тільки для міста, але і для області або регіону. Статистичний прогноз забруднення повітря у Чернівцях базується на регресійній моделі з урахуванням не лінійності зв'язків. Це дозволило при використанні методу покрокового статистичного аналізу відібрати на кожному кроці найбільш значущі та інформативні предиктори.

Література

1. Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы / М.Е. Берлянд. - Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 72с.
2. Елекоева Л.И. Прогноз загрязнения атмосферы с использованием преобразованных предикторов / Л.И. Елекоева //Труды ГГО. - 1987. - Вып. 511. - С. 124-132.
3. Сонькин Л.Р. Синоптико-статистический анализ и

краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы. – Л. : Гидрометеиздат, 1991. - 223 с. 4. Отчет о научно-исследовательской работе «Разработать методику прогнозирования уровней загрязнения атмосферы равнинных городов УССР с заблаговременностью не менее 24 часов» (заключительный). – К. : УкрНИГМИ, 1991. - 128с.

Киптенко Є.М., Козленко Т.В. Метеорологічні умови формування забруднення повітря та його прогнозування у місті Чернівці. Розглянуті метеорологічні аспекти формування забруднення атмосфери у місті Чернівці. Отримані схеми короткочасного прогнозу забруднення атмосфери з врахуванням метеорологічних умов. Приведені результати авторських випробувань розрахованих схем прогнозу.

Киптенко Е.М., Козленко Т.В. Метеорологические условия формирования загрязнения воздуха и его прогнозирование в городе Черновцы. Рассмотрены метеорологические аспекты формирования загрязнения атмосферы в городе Черновцы. Получены схемы кратковременного прогноза загрязнения атмосферы с учетом метеорологических условий. Приведены результаты авторских испытаний рассчитанных схем прогноза.

Kiptenko E., Kozlenko T. Meteorological condition of formation of air pollution and its forecasting in the city Chernivtsy. Meteorological aspects of formation of pollution of an atmosphere in the city of Chernivtsy are considered. Schemes of the short-term forecast of pollution of an atmosphere regarding meteorological conditions are obtained. Results of author's tests of the developed schemes of the forecast are presented.

УДК 551.510.42

О.Г. Шевченко, С.І. Сніжко
*Київський національний університет
імені Тараса Шевченка*

ОЦІНКА ВПЛИВУ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ УМОВ НА СТАН ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРИ ВЕЛИКОГО МІСТА (НА ПРИКЛАДІ М. КИЄВА)

Ключові слова: забруднення атмосферного повітря, метеорологічні чинники, джерела забруднення атмосферного повітря, умови формування забруднення атмосферного повітря.

Постановка проблеми. Аналіз фактичного стану повітряного середовища міст України показує, що, незважаючи на різке скорочення (більш ніж утричі) за останні 15 років обсягів викидів шкідливих речовин в атмосферне повітря, рівень забруднення приземного шару атмосфери у містах залишається досить високим. На сьогодні сумарний рівень забруднення повітря у великих та середніх містах України у 2–4 рази перевищує гранично допустимий рівень і є небезпечним для здоров'я населення. Як відомо, рівень забруднення приземних шарів повітря характеризується значною мінливістю у просторі і часі. Ці зміни пов'язані з розташуванням, характером і потужністю джерел домішки, режимом їхньої діяльності та метеорологічними умовами, які можуть призводити до вимивання, розсіювання чи накопичення домішок в атмосферному повітрі.

Аналіз останніх досліджень. Загальні механізми впливу окремих метеорологічних параметрів на якість повітря є добре відомими та

висвітлені в роботах Безуглої Е.Ю., Сонькіна Л.Р., Берлянда М.Є., Лоевої І.Д., Кіптенко Є.М. [1–8]. Проте дослідження впливу метеорологічних умов на рівень забруднення приземних шарів повітря конкретного міста значно ускладнюється великою кількістю джерел викидів з різноманітними характеристиками, специфікою рельєфу та орографії місцевості, мікрокліматичними особливостями території, сукупним впливом усіх метеорологічних чинників та їх мінливістю.

Формулювання цілей статті. Завданням даного дослідження є встановлення ролі метеорологічних чинників у формуванні рівня забруднення атмосферного повітря м. Києва.

Виклад основного матеріалу. Для досягнення поставленого завдання нами були використані дані Центральної Геофізичної обсерваторії про вміст в атмосферному повітрі міста чотирьох основних забруднюючих домішок на п'яти постах спостереження за забрудненням (за 2003–2005 рр.).

В якості показника забруднення атмосферного повітря використовувався параметр Q , розрахунки якого проводилися шляхом нормування строкових спостережень на середню концентрацію домішки за сезон (по кожному посту спостережень) [9]. За параметром Q , як правило, виділяють три групи рівнів забруднення атмосфери: низьке, підвищене, відносно високе. Границі між групами уточнюються в кожному конкретному випадку. Оскільки в цьому дослідженні нас не цікавлять окремо підвищений і відносно високий рівні забруднення, для зручності значення параметра Q , що потрапляють до груп підвищеного та відносно високого рівня забруднення, будуть нами об'єднані в одну групу з умовною назвою підвищеного рівня забруднення.

До основних метеорологічних чинників, що впливають на рівень забруднення атмосферного повітря належать характеристики вітру, опади, тумани та температурні інверсії.

Вітер. Найчіткіше зв'язок між напрямком вітру та концентраціями забруднюючих домішок в повітрі спостерігається в тих містах, де легко простежується зонування території за видами її використання. Київ, у якому промислові підприємства розосереджені по території всього міста, не належить до їх числа. Виявлення небезпечних напрямків вітру для міста ускладнюється також за рахунок надходження значної кількості забруднюючих домішок в повітря від пересувних джерел, утворення місцевих циркуляцій, наявності великих водойм та вулиць-каньйонів зі щільною висотною забудовою (яка призводять до зміни напрямку руху повітря). На думку Берлянда М.Є. [6], джерела, розміщені по всій території міста, при будь-яких напрямках перенесення повітряних мас сприятимуть створенню загального забруднення повітря над містом. Адже, за такого розташування джерел зазвичай у містах формуються фонові концентрації домішки, що характеризуються близькими значеннями по всьому місту [4]. Крім того, до чинників, які ускладнюють встановлення чітких зв'язків між напрямком вітру та концентраціями забруднюючих речовин в повітрі, слід віднести значну просторово-часову мінливість характеристик вітру [10].

Для дослідження впливу напрямку вітру на стан забруднення атмосферного повітря нами була розрахована повторюваність випадків підвищених рівнів забруднення за різних напрямків вітру чотирма основними забруднюючими домішками в 2005 р. В результаті аналізу отриманих даних нам не вдалося виділити один чи кілька напрямків вітру, що сприяли б зниженню (чи зростанню) забруднення повітряного басейну міста (рис. 1).

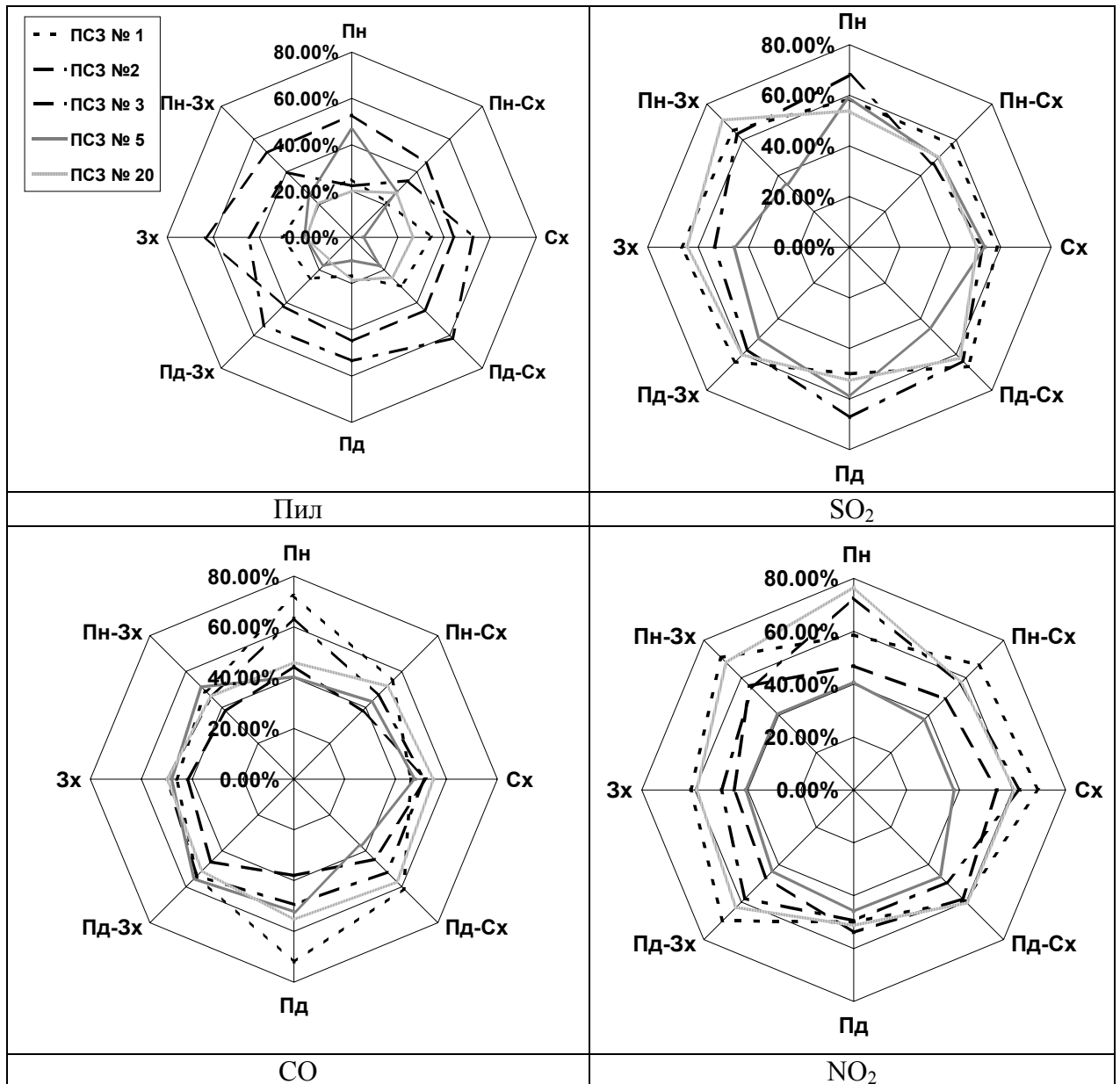


Рис. 1 – Повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення за різних напрямків вітру для основних забруднюючих домішок.

Характер зв'язку між забрудненням приземних шарів повітря міста і швидкістю вітру значною мірою залежить від характеристик джерел надходження окремих забруднюючих домішок. Проаналізувавши повторюваність підвищених концентрацій забруднюючих речовин за різної швидкості вітру нами було встановлено, що концентрації пилу та двоокису сірки в атмосферному повітрі підвищуються зі зростанням швидкості вітру.

Вміст окису вуглецю в повітрі зростає за штилю та швидкості 1 м/с. Для двоокису азоту чіткий зв'язок між швидкістю вітру та концентраціями даної домішки в повітрі не простежується. Отже, єдиної небезпечної швидкості вітру, яка б спричинювала підвищені рівні забруднення повітря усіма основними домішками в умовах міста, не встановлено.

Опади. Проблемі визначення механізму впливу опадів на формування рівня забруднення атмосферного повітря присвячено ціла низка робіт. Сонькін Л.Р., Чаліков Д.В., Берлянд М.Є. та ін. [4, 6, 11] зазначають, що, зазвичай, найближчі кілька годин після закінчення опадів підвищені концентрації домішок спостерігаються рідко. Особливо яскраво цей ефект проявляється для окремих забруднюючих речовин. Рівень забруднення атмосферного повітря, який був зафіксований до початку атмосферних опадів, відновлюється з деяким часовим запізненням. Відразу після закінчення опадів концентрації домішок в повітрі відновлюються лише безпосередньо над джерелами викидів [4]. На інших територіях швидкість відновлення попереднього рівня залежить від особливостей міста (від переважання окремих груп джерел, особливостей їх розташування).

Нами була зроблена спроба дослідити вплив атмосферних опадів на концентрації забруднюючих домішок в атмосферному повітрі м. Києва. Для дослідження впливу опадів на рівень забруднення повітря міста нами була розрахована повторюваність випадків низького рівня забруднення повітря через 1 годину після строків спостережень, в які були зафіксовані опади (протягом 2003–2005 рр.) Результати розрахунків представлено в табл.1.

Таблиця 1 – Повторюваність випадків низького рівня забруднення повітря після випадання опадів у м. Києві

Домішка	ПСЗ № 1	ПСЗ № 2	ПСЗ № 3	ПСЗ № 5	ПСЗ № 20
Пил, %	72,3	63,2	79,0	69,1	58,1
SO ₂ , %	49,5	46,3	47,2	49,1	41,4
NO ₂ , %	47,2	55,6	60,2	57,6	44,4
CO, %	57,6	53,6	52,6	53,3	45,7

Отримані результати не дають можливості виявити позитивний вплив опадів на очищення атмосферного повітря міста жодною з досліджуваних домішок.

Проте розглядати будь-які опади (різної інтенсивності, тривалості, що випадають в різних агрегатних станах та з краплями різного радіусу) як сприятливий чинник очищення повітряного басейну було б не зовсім правильно. Здатність дощових крапель до поглинання газових домішок залежить від їхнього розміру: чим більшими є розміри крапель, тим більше вони можуть поглинути атмосферних домішок, і навпаки, зі зменшенням радіусу крапель відбувається послаблення ефекту очищення повітря в перерахунку на однаковий об'єм опадів в 1,5–2 рази. Спостерігається також наявність зв'язку між концентраціями домішок в атмосферному повітрі,

кількістю опадів та їхньою тривалістю. В роботі [12] зазначається, що очищення повітря від домішок відбувається лише при перевищенні деяких «порогових» значень кількості та тривалості опадів. До порогових значень забруднення повітря не лише не зменшувалося, а навіть дещо зростало. Найкращий ефект очищення атмосфери міста від забруднюючих домішок проявляється при тривалості опадів 3 год. і більше [13].

З метою уточнення механізму впливу атмосферних опадів на стан якості повітряного басейну м. Києва нами були проведені розрахунки повторюваності низьких рівнів забруднення основних домішок в повітрі міста при випаданні опадів значної тривалості (не менше 18 год. або 6 термінів спостереження поспіль). Отримані результати (табл. 2) свідчать про те, що зростання тривалості опадів позитивно впливає на рівень забруднення повітря основними газоподібними забруднюючими домішками. Спостерігається зростання повторюваності низького рівня забруднення повітря порівняно з аналогічним показником для опадів будь-якої тривалості, окисом вуглецю (1,5–17,8 %), двоокисом азоту (1,4–9,8 %) та двоокисом сірки (1,5–4,0 %). Для пилу нам не вдалося встановити чітку залежність між тривалістю опадів та зниженням концентрацій, що може бути пов'язане з його інтенсивним вимиванням навіть за короткі терміни і вочевидь потребує ретельніших досліджень.

Таблиця 2 – Повторюваність випадків низького рівня забруднення повітря в м. Києві після випадання опадів значної тривалості

Домішка	ПСЗ № 1	ПСЗ № 2	ПСЗ № 3	ПСЗ № 5	ПСЗ № 20
Пил, %	50,0	52,8	69,4	69,1	61,1
SO ₂ , %	64,0	58,0	52,5	53,1	53,1
NO ₂ , %	57,0	57,0	63,6	60,5	53,1
CO, %	61,9	71,4	57,1	54,8	54,8

В результаті дослідження повторюваності низьких рівнів забруднення атмосферного повітря в м. Києві після випадання опадів будь-якої тривалості та опадів тривалістю не менше 18 год., нами було встановлено, що ефект вимивання газоподібних ЗР з повітря міста краще проявляється зі зростанням тривалості атмосферних опадів.

Тумани. Загальний механізм зростання забруднення атмосферного повітря в періоди з туманами є загальновідомим – в туманах відбувається поглинання домішок краплями, поглинуті домішки разом з краплями лишаються в приземному шарі повітря, в той же час за рахунок значних градієнтів концентрації в повітрі (поза краплями) відбувається перенесення домішок в область туману з навколишнього середовища, в тому числі з шарів, що розташовані вище. Таким чином, сумарна концентрація домішок зростає. Додаткову небезпеку становлять розташовані над туманом факели диму, що опускаються в приземний шар повітря, а також – розташовані в районі міст водойми, біля яких взимку часто утворюються тумани. У

туманах відбувається накопичення домішок, а також збільшення концентрації домішки на 40–110 % порівняно з її концентрацією до туману. При поглинанні домішок вологою можуть утворюватися більш токсичні речовини (наприклад, сірчистий газ окислюється до сірчаної кислоти) [14, 15].

Для дослідження механізму впливу туманів на якість атмосферного повітря м. Києва нами були використані дані за 2004–2005 рр. про концентрації основних ЗР в повітрі під час туманів (табл. 3).

Таблиця 3 – Повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення повітря в м. Києві при туманах (2004–2005 рр.)

Домішки	ПСЗ № 1	ПСЗ № 2	ПСЗ № 3	ПСЗ № 5	ПСЗ № 20
Пил, %	39,7	59,5	71,5	69,3	69,4
SO ₂ , %	50,2	50,3	50,6	51,6	54,2
NO ₂ , %	51,5	46,7	47,1	43,2	47,1
CO, %	39,1	44,5	46,4	49,6	55,1

Повторюваність підвищених рівнів забруднення повітря при туманах зростає для концентрацій пилу і знаходиться в межах 59,5 % – 71,5 %. Виключення становить лише ПСЗ № 1, на якому повторюваність підвищених рівнів забруднення повітря пилом зафіксована на рівні 39,7 %. Незначне зростання повторюваності випадків підвищеного рівня забруднення відзначається для двоокису сірки (50,2 % – 54,2 %). Нам не вдалося встановити негативний вплив туманів на забруднення атмосферного повітря двоокисом азоту та окисом вуглецю.

Гусак Ж.К. [15] у своїй роботі проаналізувала вплив туманів у сукупності з деякими метеорологічними величинами та атмосферними явищами на рівень забруднення атмосферного повітря великих міст. Вона зазначає, що для міст, в яких підвищені концентрації ЗР формуються під впливом великої кількості джерел, розосереджених по території усього міста, спостерігається негативний вплив туманів на рівень забруднення повітря лише у поєднанні з низькими інверсіями температури та слабкими вітрами. Сонькін Л.Р. [3] зазначає, що значне накопичення шкідливих домішок в туманах спричинено тим, що зазвичай над ними утворюється припіднята інверсія температури.

Матеріали попередніх досліджень [15, 16] свідчать про те, що для точнішого встановлення впливу туманів на якість атмосферного повітря міста варто розглядати випадки, коли одночасно спостерігалися тумани, інверсії та слабкий вітер. Проаналізувавши матеріали метеорологічних та аерологічних спостережень за 2004–2005 рр., нами було виявлено, що за цей період в м. Києві випадків поєднання туманів та інверсій було зафіксовано не більше 10, що є недостатнім для дослідження.

Інверсії температури. Вплив інверсій на забруднення повітря важко оцінити однозначно. З одного боку, при стійкій стратифікації в нижніх

шарах повітря будуть накопичуватися домішки, що надходять від низьких холодних джерел. Водночас стійкість може стати перешкодою для проникнення в нижні шари домішок, що надходять в атмосферу від високих промислових викидів. При нестійкій стратифікації може спостерігатися протилежний процес: розсіяння домішок від низьких джерел і надходження в нижні шари повітря домішок від високих джерел [6].

Нами були окремо розглянуті випадки приземних та припіднятих інверсій для оцінки їх впливу на стан атмосферного повітря. Спроба дослідження впливу приземних інверсій на рівень забруднення атмосферного повітря в м. Києві була здійснена нами на прикладі чотирьох постів (№ 1, № 2, № 5 та № 20) та двох забруднюючих домішок – двоокису сірки та двоокису азоту (концентрації пилу та окису вуглецю не визначаються в строки 01 та 13 год.). Відразу слід зазначити, що в даному випадку під приземними інверсіями ми розуміємо інверсії з висотою основи до 10 м (включно) [1].

Отримані результати свідчать (табл. 4), що наявність приземної інверсії в атмосфері міста не обов'язково призводить до високих рівнів забруднення повітря.

Таблиця 4 – Повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення у м. Києві при приземних інверсіях температури

Домішка	ПСЗ № 1	ПСЗ № 2	ПСЗ № 5	ПСЗ № 20
SO ₂ , %	39,2	64,4	41,1	37,3
NO ₂ , %	47,5	47,4	50,8	48,1

Невисока повторюваність випадків підвищеного забруднення, очевидно, пояснюється тим, що в переважній більшості випадків приземні інверсії, що спостерігалися в Києві протягом 2003–2004 рр. супроводжувалися вітрами середньої швидкості – 2–3 м/с, а не штилем чи швидкістю 1 м/с як це потрібно для формування застійних явищ [4]. З усіх досліджуваних приземних інверсій лише 33 % супроводжувалися швидкостями вітру 0–1 м/с. Прикметно, що майже всі приземні інверсії спостерігалися в нічні строки спостереження, коли надходження забруднюючих речовин в атмосферу міста є значно меншим, ніж у денні години. В роботі [12] зазначається, що вплив інверсій та безінверсійного стану атмосфери на забруднення повітря добре простежується лише в тих випадках, коли вони спостерігаються протягом всього дня. Протягом 2004 р. у м. Києві не було зафіксовано жодного випадку приземної інверсії, що зберігалася б протягом доби.

Для оцінки впливу припіднятих інверсій на формування рівня забруднення атмосферного повітря м. Києва нами були відібрані температурні інверсії нижнього 500-метрового шару атмосфери (тобто – інверсії з основою від 10 до 500 м). В роботах багатьох авторів [17, 18] саме цей діапазон висот основи використовується для дослідження впливу

припіднятих інверсій на стан якості атмосферного повітря. Нами була досліджена повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення атмосферного повітря при наявності інверсій з висотою основи 10–250 м та 251–500 м (табл. 5).

Таблиця 5 – Повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення атмосферного повітря у м. Києві за припіднятих інверсій температури

	Інверсії з основою 10–251 м		Інверсії з основою до 251–500 м	
	SO ₂ , %	NO ₂ , %	SO ₂ , %	NO ₂ , %
Домішки				
ПСЗ № 1	50,00	53,10	50,00	41,70
ПСЗ № 2	49,40	45,70	44,40	36,11
ПСЗ № 5	42,90	70,40	44,40	61,10
ПСЗ № 20	39,40	52,10	63,90	33,30

Як видно з таблиці, повторюваність випадків підвищеного рівня забруднення досліджуваними домішками при припіднятих інверсіях температури є невисокою. Для двоокису азоту підвищені концентрації частіше формуються під впливом інверсій з висотою основи 10–251 м, що, очевидно, пов'язано з надходженням даної домішки переважно від автомобільного транспорту, що належить до низьких холодних джерел. Повторюваність випадків підвищення рівня забруднення атмосферного повітря двоокисом азоту при інверсіях з висотою основи від 10 до 250 м на 9,3 % – 18,8 % вища, ніж при інверсіях з основою 251–500 м. Повторюваність підвищених концентрацій двоокису сірки не має чіткої прив'язки до інверсій з певною висотою основи – на ПСЗ № 1 повторюваність випадків підвищеного забруднення є однаковою для обох груп інверсій, на ПСЗ № 2 підвищені рівні забруднення частіше спостерігаються при інверсіях з висотою основи 10–250 м, на ПСЗ № 5 та № 20 – при інверсіях з висотою основи 251– 500 м.

Дослідження впливу інверсій на концентрування ЗР у приземному шарі атмосфери показало, що їх наявність в атмосфері міста не обов'язково призводить до високих рівнів забруднення повітря. Очевидно, відсутність чітко вираженого негативного впливу усіх видів інверсій на стан якості атмосферного повітря міста пов'язана з їх швидким руйнуванням в атмосфері і тим, що дуже рідко трапляються ситуації, коли інверсія спостерігається протягом цілої доби або супроводжується штилем чи вітром зі швидкістю 1 м/с.

Висновки. Таким чином, виконані дослідження дали змогу уточнити вплив окремих метеорологічних чинників на стан якості атмосферного повітря. Зокрема, встановлено, що між напрямком вітру та концентраціями основних забруднюючих домішок в повітрі м. Києва чіткий зв'язок не простежується. Для міста не існує єдиної небезпечної швидкості вітру, що

спричинювала б підвищені рівні забруднення повітря усіма основними домішками. Ефект вимивання газоподібних ЗР з повітря міста краще проявляється зі зростанням тривалості атмосферних опадів. Для більшості ЗР не було встановлено залежності між туманами та повторюваністю випадків підвищеного рівня забруднення повітря. Дослідження впливу інверсій на концентрування ЗР у приземному шарі атмосфери показало, що їх наявність в атмосфері міста не обов'язково призводить до високих рівнів забруднення повітря.

Література

1. *Безуглая Э.Ю.* Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха / Э.Ю. Безуглая – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 184 с.
2. *Безуглая Э.Ю.* К определению потенциала загрязнения воздуха / Э.Ю. Безуглая // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. – 1968. – Вып. 234. – С. 60–79.
3. *Сонькин Л.Р.* Анализ метеорологических условий опасного загрязнения воздуха в городах / Л.Р. Сонькин. // там же. – С. 60–68.
4. *Сонькин Л.Р.* Синоптико-статистический анализ и краткосрочный прогноз загрязнения атмосферы / Л.Р. Сонькин. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 223 с.
5. *Безуглая Э.Ю.* Климатологические характеристики условий распространения примесей в атмосфере : справочное пособие. / Э.Ю. Безуглая, М.Е. Берлянд. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 328 с.
6. *Берлянд М.Е.* Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы / М.Е. Берлянд – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 448 с.
7. Особенности загрязнения атмосферы г. Одессы / И.Д. Лоева, Е.Г. Владимирова, Н.И. Переведенцева [и др.] // Метеорология, климатология и гидрология. – 1986. – Вып. 22. – С. 39–46.
8. *Кіптенко Є.М.* Вплив метеорологічних умов забруднення повітря у промислових містах України / Є.М. Кіптенко, Т.В. Козленко // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2007. – № 13. – С. 208–216.
9. Руководство по прогнозу загрязнения воздуха. / РД 52.04.306-92 – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 103 с.
10. *Міщенко З.А.* Мікрокліматологія: навчальний посібник / З.А. Міщенко, Г.В. Ляшенко. – К.: КНТ, 2007. – 336 с.
11. *Сонькин Л.Р.* Об обработке и анализе наблюдений за загрязнением воздуха в городах / Л.Р. Сонькин, Д.В. Чаликов. // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. – 1968. – Вып. 207. – С. 51–55.
12. О метеорологической обусловленности загрязнения воздуха / И.Н. Пономаренко, Д.К. Огановская, З.И. Глущенко [и др.] // Труды УкрНИГМИ. – 1979. – Вып. 176. – С. 83–95.
13. *Сонькин Л.Р.* К вопросу о метеорологической обусловленности загрязнения воздуха над городами / Л.Р. Сонькин, Е.А. Разбегаева, К.М. Терехова // Труды ГГО им. А.И. Воейкова. – 1966. – Вып. 185. – С. 44–50.
14. *Царев А.М.* К вопросу о загрязнении воздуха при туманах / А.М. Царев // Труды ГГО имени А.И. Воейкова. – 1975. – Вып. 352. – С. 113–118.
15. *Гусак Ж.К.* Промышленные загрязнения и туман / Ж.К. Гусак // Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып. 154. – С. 109–115.
16. *Бенуж Н.Б.* Особенности загрязнения воздуха во Владивостоке при тумане / Н.Б. Бенуж // Труды ДВНИГМИ. – 1987. – Вып. 131. – С. 103–108.
17. *Раменский Л.А.* Аэроклиматическая характеристика потенциала загрязнения воздуха в районе Кривого Рога / Л.А. Раменский, О.Г. Черкасова // Труды УкрНИГМИ. – 1976. – Вып. 147. – С. 62–67.
18. *Коляда О.И.* К вопросу исследования загрязнения атмосферного воздуха в Киеве / О.И. Коляда // Труды УкрНИИ Госкомгидромета. – 1984. – Вып. 202. – С. 109–112.

Шевченко О.Г., Сніжко С.І. Оцінка впливу метеорологічних умов на стан забруднення атмосфери великого міста (на прикладі м. Києва). Стаття присвячена дослідженню впливу метеорологічних умов на якість атмосферного повітря міста Києва. З використанням параметра Q оцінено рівень забруднення атмосферного повітря в місті за різних напрямків та швидкості вітру, після випадання опадів різної тривалості, за наявності інверсій з різною висотою основи, а також при туманах.

Шевченко О.Г., Сніжко С.И. Оценка влияния метеорологических условий на загрязнение атмосферы большого города (на примере г. Киева). Стаття посвящена исследованию влияния метеорологических условий на качество атмосферного воздуха города Киева. С использованием параметра Q отдельно оценено уровень загрязнения атмосферного воздуха в городе при разных направлениях и скорости ветра, после выпадения осадков различной продолжительности, при наличии инверсий с разной высотой основы, а также при туманах.

Shevchenko O., Snizhko S. Estimation of meteorological terms impact on the air pollution in the big city (Case study: Kiev). It is considered in the article an impact of the meteorological terms on the air pollution in Kiev city. An estimation of air quality in the city at different directions and speeds of wind, after fall of precipitations of different duration, at presence of inversions with the different height of basis and at fogs was executed with the use of parameter Q.

УДК 551.2

Є.І. Пономарьова, С.І. Сніжко

*Київський національний університет
імені Тараса Шевченка*

АНАЛІЗ СИНОПТИЧНИХ УМОВ ФОРМУВАННЯ КАТАСТРОФІЧНИХ ПАВОДКІВ В БАСЕЙНІ Р. ЗАХІДНИЙ БУГ

Ключові слова: катастрофічні паводки, синоптичні ситуації

Постановка проблеми. Питання дослідження синоптичних умов формування паводків стає все більш актуальним. Йому присвячена велика кількість наукових робіт, проведена велика кількість досліджень багатьма вченими з різних країн світу. Більшість дослідників аналізують гідрологічні умови формування паводків з метою розробки та вдосконалення засобів їх оперативного прогнозування. В той же час надто мала кількість робіт присвячена проблематиці формування паводкоутворюючих дощів.

Як відомо паводки та сильні опади відносяться до катастрофічних явищ, які наносять шкоду сільському господарству, транспортним комунікаціям, населеним пунктам, забирають життя багатьох людей та негативно впливають на економіку країни. Якщо ж за аналізом синоптичної ситуації можна завчасно передбачити сильні опади, які призводять до катастрофічного паводку (катастрофічний паводок – це значний за величиною та рідкий за повторюваністю паводок, який може викликати жертви та руйнування) [6], то можна значно зменшити його негативні наслідки для населення та економіки.

Аналіз останніх досліджень. Питаннями виникнення і дослідженням дощових паводків займалася Бефані Н.Ф. [1–4] Вона займалася прогнозуванням дощових паводків, добіганням зливових вод, розрахунками дощового та схилового стоку, всмоктуванням зливових опадів. Питаннями причин виникнення паводків займається група фахівців УкрНДГМІ під керівництвом М.М.Сусідко. Ними, зокрема, досліджено орографічні та гідрометеорологічні умови формування паводків в басейні Тиси, їх

повторюваність та особливості водного режиму річок, проаналізовано гідрометеорологічні умови паводку в липні 1998 р.

Питаннями впливу паводкоутворюючих дощів на рівневий режим річок Закарпаття займалася І.В.Лиманська [5].

Формулювання цілей статті. Виявлення синоптичних ситуацій, які призводять до формування катастрофічних паводків в басейні р. Західний Буг.

Виклад основного матеріалу. Для досліджень використані дані Центральної Геофізичної обсерваторії, а саме: добова кількість опадів, щоденні витрати води, середньомісячні витрати води та максимальні витрати води за літні місяці (за період з 1945 р. по 2005 р.)

Обробка даних здійснювалась за допомогою програм «Excel» та «Statistica 6.0».

За допомогою цих програм проводився ймовірнісний аналіз вихідних даних про максимальні витрати води у річках басейну з метою встановлення критеріїв відбору максимальних значень витрат 5% забезпеченості і вище та визначення на основі цих критеріїв часових періодів, протягом яких проходили катастрофічні паводки.

Для кількісної оцінки впливу зливових опадів на формування катастрофічних паводків було виконано кореляційний аналіз даних строкових спостережень за опадами та витратами води.

Дослідження ймовірності повторюваності максимальних витрат, що характеризують катастрофічні паводки здійснювалась за допомогою програми «Statistika 6.0» з використанням розрахункового модуля «Basic statistic». Розраховувалися параметри кривої розподілу максимальних витрат і встановлювалися їх звязки з ймовірністю.

Для виявлення випадків катастрофічних паводків на річках басейну Західного Бугу нами було зібрано та проаналізовано матеріали спостережень державної гідрометеорологічної служби України, а саме місячні значення максимальних витрат води за багаторічний період (починаючи з 1945 року).

Попередній аналіз зміни максимальних витрат в часі був виконаний графічним методом результати якого представлені на рис. 1

Цей графік свідчить про співпадіння в часі переважної більшості випадків прояву величини максимальних витрат, що характеризують сильні та катастрофічні паводки. Такі випадки проявились в 1948, 1955, 1967, 1969, 1974, 1980, 1998, 2001 рр.

Про синхронність прояву паводків за період спостережень свідчать також результати кореляційного аналізу максимальних витрат води досліджуваних річок, які представлені в таблиці 1.

Аналіз кореляційної матриці свідчить, що максимальний стік р. Західний Буг дуже тісно залежить від максимального стоку його приток. Це підтверджують і високі значення статистично значимих коефіцієнтів кореляції, які лежать в межах від 0,52 – 0,95.

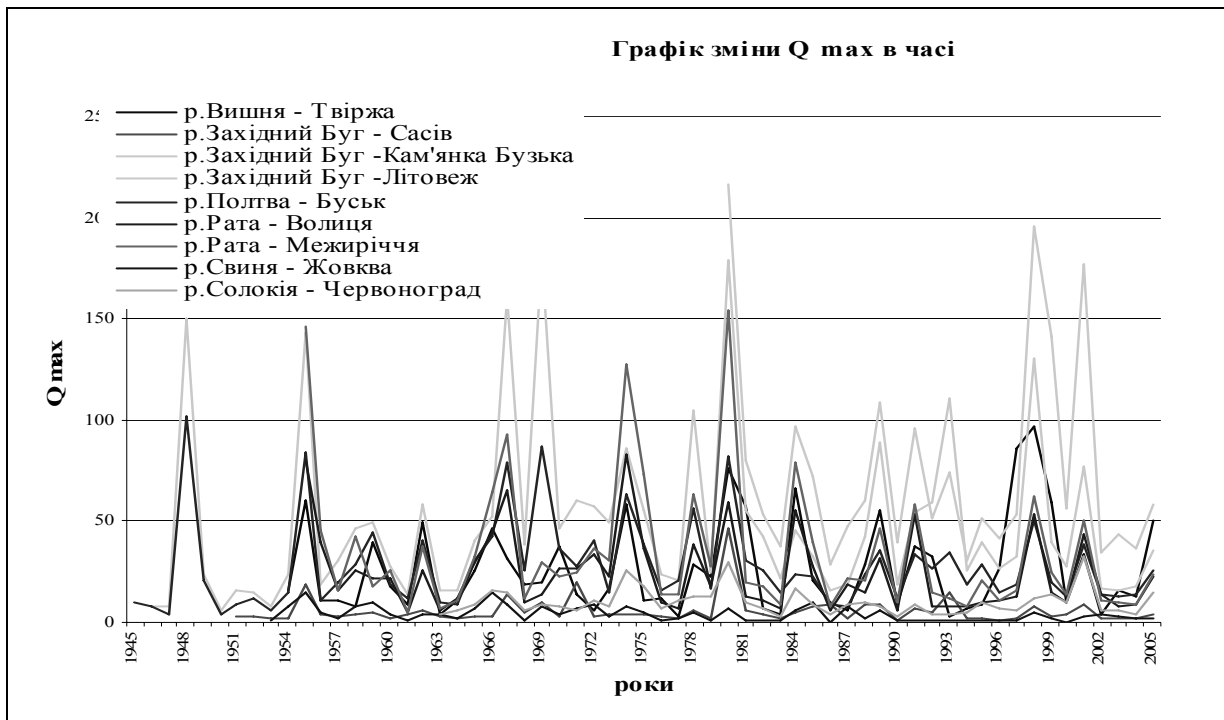


Рис. 1 – Часовий хід величин максимального стоку річок басейну Західного Бугу за багаторічний період

Встановлена синхронність максимального стоку свідчить про одночасний вплив одних і тих же чинників на формування річкового стоку в межах басейну Західного Бугу. Очевидно, що ці чинники пов'язані з процесами випадіння сильних опадів, яке в свою чергу пов'язане з певними синоптичними процесами, які можуть мати прояв над територією басейну.

Для того, щоб встановити, якими синоптичними процесами обумовлене формування сильних опадів та катастрофічних паводків на основі гідрологічних даних про максимальні витрати нами були розраховані величини максимальних витрат забезпеченістю 5% і вище для кожного гідрологічного поста. Розрахунок максимальних витрат заданої забезпеченості виконувався за допомогою математичного апарату ймовірностного аналізу пакету програм Statistika 6.0. Отримані дані слугували критеріями для відбору реальних випадків прояву катастрофічних паводків. З фактичних даних були відібрані ті випадки прояву максимальних витрат, які дорівнювали $Q_{\max 5\%}$ або перевищували його. Було відмічено, що в деякі роки на станціях в один і той самий місяць зафіксовані максимальні значення витрат води. Для подальшого аналізу ми об'єднали такі випадки і отримали чотири характерні періоди за 1955 (серпень), 1974 (червень), 1980 рр.(червень, липень).

Отримані дані дозволили встановити величини максимальних витрат води, що відповідають катастрофічним паводкам (ймовірність повторюваності 5% і вище) та на основі цих величин як критеріїв встановлені часові періоди проходження цих паводків.

За результатами аналізу гідрологічної інформації було встановлено декілька періодів з катастрофічними паводками (1974 р. – червень; 1980 р. –

червень; 1980 р. – липень; 1955 - серпень) для яких було досліджено і синоптичні умови формування павоків.

Таблиця 1 – Результати аналізу синхронності прояву максимальних витрат води методом кореляційного аналізу

	Вишня - Твіржа	Буг- Сасів	Зах. Буг- Кам.Бузька	Полтва - Буськ	Рага - Межиріччя	Свиня - Жовква	Солокія – Червоноград	Луга-Вол. Волинськ.	Рага - Волиця	Зах. Буг- Літовеж
р.Вишня- с.Твіржа	1,00	0,34	0,56	0,59	0,61	0,25	0,47	0,50	0,64	0,69
р.Буг-с.Сасів	0,34	1,00	0,82	0,84	0,81	0,36	0,57	0,82	0,53	0,64
р. Зах.Буг- Кам'янка Бузька	0,56	0,82	1,00	0,95	0,77	0,30	0,56	0,68	0,65	0,84
р.Полтва- Буськ	0,59	0,84	0,95	1,00	0,85	0,31	0,66	0,79	0,72	0,85
р.Рага- Межиріччя	0,61	0,81	0,77	0,85	1,00	0,55	0,74	0,77	0,89	0,81
р. Свиня - Жовква	0,25	0,36	0,30	0,31	0,55	1,00	0,37	0,15	0,55	0,39
р. Солокія- Червоноград	0,47	0,57	0,56	0,66	0,74	0,37	1,00	0,61	0,70	0,79
р. Луга- Володимир Волинський	0,50	0,82	0,68	0,79	0,77	0,15	0,61	1,00	0,49	0,65
р. Рага - Волиця	0,64	0,53	0,65	0,72	0,89	0,55	0,70	0,49	1,00	0,80
р. Зах. Буг- Літовеж	0,69	0,64	0,84	0,85	0,81	0,39	0,79	0,65	0,80	1,00

На основі проаналізованих нами синоптичних ситуацій виявлено, що у червні 1980 р. та в червні 1974 р. випадіння великої кількості опадів та

формування катастрофічних паводків на річках басейну Західного Бугу пов'язане з виходом на територію України циклону з Балкан. Інша синоптична ситуація, що призвела до випадіння великої кількості опадів і, як наслідок утворення паводків у червні та липні 1980 року, це стаціонаввання циклону над територією України. Саме такі типові синоптичні процеси стали передумовою формування катастрофічних паводків в басейні р. Західний Буг.

Взагалі треба зазначити, що західному регіоні України найбільш активна циклонічна діяльність спостерігається у квітні-травні та липні. Активний циклогенез на початку теплого періоду зумовлений циклонами, які виходять на територію України з інших регіонів. У липні на інтенсивність цього процесу накладається ще й місцевий циклогенез, який у цей період найбільш виражений.

Близько третини циклонів, які виходять в Україну з інших регіонів і проходить через її територію своїм центром, переміщуються через західний регіон. Переважну більшість надзвичайних явищ (НЯ) та стихійних гідро метеорологічних явищ (СГЯ) у регіоні зумовлюють південно-західні синоптичні процеси. Більшість циклонів (майже 50 %), які переміщуються на захід України, виходять із Середземномор'я, тобто зумовлені південним процесом. Приблизно 90% циклонів, що виходять в Україну з Італії та Егейського моря і майже половина циклонів, що формуються над Середньо дунайською низовиною переміщуються на західні області.

Близько третини циклонів формуються у Карпатському регіоні: на території Угорщини та Румунії, а також на заході України, де відбувається не лише утворення нових циклонів, а й регенерація старих при перевалюванні через Карпати.

Серед циклонів, що переміщуються у західний регіон найбільшу повторюваність мають баричні утворення, що виникають у районі Атлантики, Північного моря. Решта районів циклогенезу робить незначний внесок у повторюваність циклонів у західному регіоні.

Для оцінки впливу опадів на формування паводків нами були побудовані за допомогою програми «Excel» графіки, які показують, що зі зростанням кількості опадів зростають значення витрат води. Для побудови даних графіків нами були використані добові значення опадів за 1980 р (червень, липень), 1974 р. (червень), 1955 р. (серпень). Вплив опадів на формування паводків показаний на рис. 2, на прикладі 1955 року.

Для побудови графіка на даний період нами були використані щоденні дані витрат води по гідрологічному посту р. Західний Буг – с. Сасів, а також щоденні дані опадів по таким метеорологічній станції Броди.

Загалом протягом місяця на обраній метеорологічній станції фіксувалась незначна кількість опадів. Найбільше днів з опадами було на початку другої декади, а саме з 8 по 14 серпня. Відповідно до днів з максимальною кількістю опадів зростали значення витрат води на гідрологічних постах.

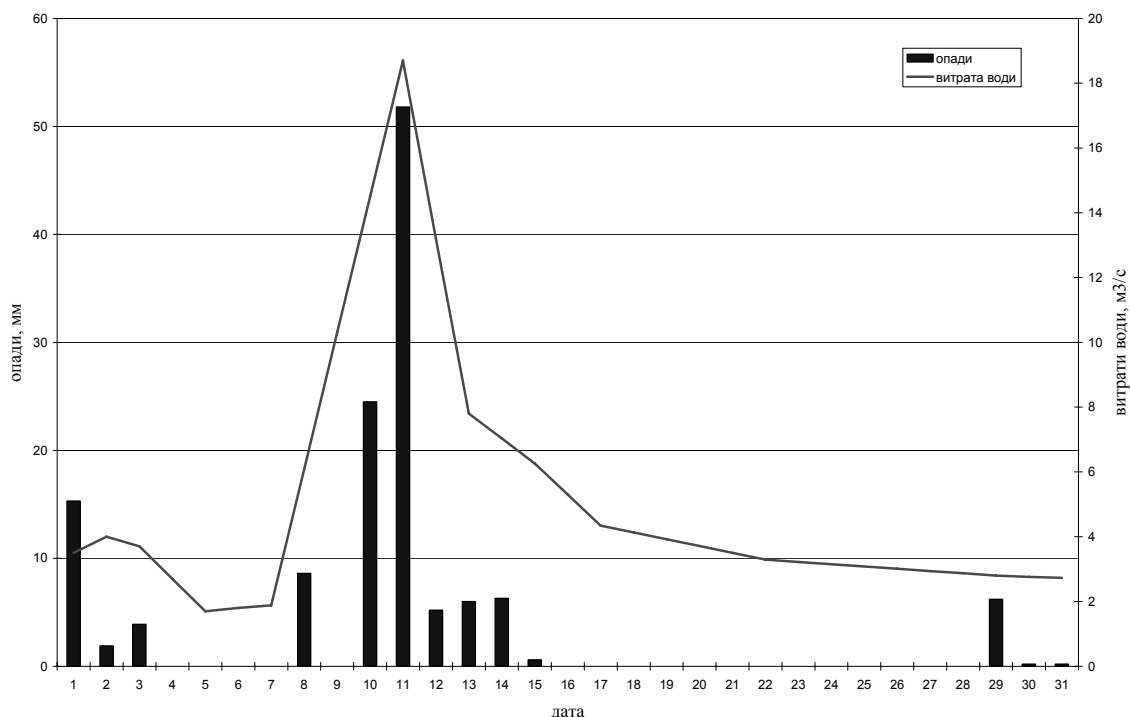


Рис. 2 – р.Західний Буг – с. Сасів / МС Броди (1955 р. - серпень)

Аналізуючи рис.2 бачимо, що початок випадіння опадів співпадає з підвищенням значень витрат води. З рисинку видно, що опади почались 1 серпня, їх кількість становила 10 мм. Цей період пов'язаний з настанням паводку. З 3 по 6 серпня кількість опадів зменшилась, в ці дні не спостерігається підвищення рівня води в басейні річки. З 7 по 17 серпня знов були зафіксовані опади, які призвели до паводку. Максимальна кількість опадів становила 51,8 мм 11 серпня, в цей же час відмічається пік паводку (максимальне значення витрат води становить $18,7 \text{ м}^3/\text{с}$), коефіцієнт кореляції в цей час дорівнює 0,82. З проведеного аналізу ми зробили висновки, що існує чітка залежність між зростанням кількості опадів та збільшенням витрат води на річках. Це видно з графіку. Загалом можна сказати, що період добігання в середньому становить 2–3 дні, а це свідчить про те, що після випадіння великої кількості опадів через 2–3 дні на річках починається підйом води і як наслідок утворюється паводок.

Для встановлення періоду добігання, тобто періоду часу між початком опадів та різким збільшенням руслового стоку, нами було застосовано автокореляційний аналіз добових даних про кількість опадів та витрати води (табл. 2). Вони свідчать про те, що на домліджених річках періоди добігання варіюють від 0 до 5 діб в залежності від особливостей будови та розміру водозбору та характеристик зливових опадів, які спричиняють конкретні паводки.

Таблиця 2 – Розрахунки періоду добігання та автокореляційний аналіз добових даних про кількість опадів та витрати води

Рік	Місяць	Гідрологічний пост/ метеорологічна станція	Період добігання					
			0	1	2	3	4	5
1955	серпень	р.Західний Буг – пмт. Сасів/ МС Броди	0,82	0,73	0,48			
		р.Свиня – с.Жовква/ МС Львів	0,59	0,71	0,79	0,75	0,66	
1974	червень	р.Рата – м.Волиця/ МС Кам’янка Бузька	-0,23	0,28	0,41	0,28		
		р.Рата – с.Межиріччя/ МС Кам’янка Бузька	-0,30	0,21	0,38	0,36	0,16	
		р.Солокія – м.Червоноград/ МС Кам’янка Бузька	-0,19	-0,13	0,0	0,51	0,43	
1980	червень	р.Західний Буг –пмт. Сасів/ МС Броди	0,35	0,02	0,04	-0,05		
		р.Західний Буг –с. Літовеж/ МС Кам’янка Бузька	-0,25	-0,33	-0,34	-0,13	-0,11	
		р.Рата – с.Межиріччя/ МС Кам’янка Бузька	0,29	0,83	0,84	0,70		
		р.Солокія – м.Червоноград/ МС Рава Руська	-0,22	0,22	0,54	0,66	0,56	
1980	липень	р.Вишня – с.Твіржа/ МС Мостиська	0,5	0,8	0,51	0,31		
		р.Західний Буг –м. Кам’янка Бузька/ МС Кам’янка Бузька	-0,18	-0,02	0,25	0,40	0,45	0,58
		р.Полтва – м.Буськ/ МС Львів	0,07	0,36	0,61	0,72	0,77	0,71
		р.Луга – м.Володимир Волинський/ МС Володимир Волинський	0,03	0,29	0,39	0,43	0,38	

Висновки: В результаті виконаних досліджень встановлено, що у червні 1980 р. та в червні 1974 р. випадіння великої кількості опадів та формування катастрофічних паводків на річках басейну Західного Бугу пов’язане з виходом на територію України циклону з Балкан. Ситуація, що призвела до випадіння великої кількості опадів і, як наслідок паводки у червні та липні 1980 року, зумовлені стаціонаванням циклону над територією України. Саме такі типові синоптичні процеси можна вважати передумовою формування катастрофічних паводків в басейні р. Зх. Буг.

Література

1. *Бефани Н.Ф.* О расчётных формулах впитывания ливневых вод / Н.Ф. Бефани, Н.И. Коновалова // Тр. ОГМИ. – 1958. – Вып. 15. – С. 93–102
2. *Бефани А.Н.* Пути генетического расчёта дождевого стока / Бефани А.Н. // Труды научной конференции по проблемам прогнозов и расчётов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока. – Л.: Гидрометеиздат. – 1963. – С. 68–77.
3. *Бефани Н.Ф.* О построении гидрографа склонового стока от естественных дождей / Бефани Н.Ф. // Научный ежегодник за 1956 г. – Одесса : Изд-во. ОГУ, 1957. – С. 365–366.
4. *Бефани Н.Ф.* Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей / Бефани Н.Ф. – Л. : Гидрометеиздат, 1977 г.
5. *Лиманська І.В.* Оцінка впливу паводкоутворюючих дощів на рівневий режим річок Закарпаття / Лиманська І.В. // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. – 2002. – Т.3. – С. 91–97.
6. *Sosedko M* Die regelmässige Aufeinanderfolge von Zeitabschnitten mit hoher und niedriger Wasserführung in den Einzugsgebieten der Theiss und des Dnisters/ Sosedko M //Konferenzbericht der XIV-

Пономарьова Є.І., Сніжко С.І. Аналіз та типізація синоптичних ситуацій формування катастрофічних паводків в басейні р. Західний Буг. Досліджено синоптичні умови формування сильних опадів, які призводять до формування катастрофічних паводків у басейні Західного Бугу. Встановлено, що причиною випадіння великої кількості опадів та формування катастрофічних паводків пов'язане з виходом на територію України циклону з Балкан та стаціонанування циклону над територією України.

Пономарёва Е.И., Снежко С.И. Анализ и типизация синоптических ситуаций формирования катастрофических паводков в бассейне р. Западный Буг. Исследованы синоптические условия формирования сильных осадков, которые ведут к образованию катастрофических паводков в бассейне Западного Буга. Установлено, что причиной выпадения большого количества осадков и формирования катастрофических паводков является выход циклона с Балкан на территорию Украины и стационарирование циклона над территорией Украины.

Ponomar'ova E., Snizhko S. Analysis of weather terms of forming of flash floods in West Bug river basin. The results of researches of weather terms of forming of strong precipitations which lead to flash floods in the West Bug river basin are here presented. Our research discovered that the fall of plenty of precipitations and forming of flash floods is related to the exit of cyclone from Balkan on territory of Ukraine and presence of the stationary cyclone above territory of Ukraine.

УДК 551.577.38

А.В. Продан, В.І. Затула

*Київський національний університет
імені Тараса Шевченка*

ОГЛЯД СТАНУ ЗАКОРДОННИХ ДОСЛІДЖЕНЬ З ВИВЧЕННЯ ПОСУХ ТА ПОСЛАБЛЕННЯ ЇХ НЕГАТИВНОГО ВПЛИВУ

Ключові слова: атмосферна посуха, послаблення впливу посух, управління водними ресурсами.

Постановка проблеми. Атмосферна посуха дуже шкодить сільськогосподарським культурам, завдаючи тим самим великих збитків аграріям. Її прогнозування ускладнюється необхідністю проводити сезонне прогнозування та оцінку зміни властивостей підстильної поверхні. Актуальність цієї теми визначається необхідністю розроблення заходів зі зниження шкідливого впливу атмосферної посухи, які б ґрунтуватися на чіткому уявленні про природу цього явища та факторах, які її визначають.

Аналіз останніх досліджень. Питанням власне посушливості займалася ціла група радянських вчених, а саме А.Р. Константінов, І.В. Кошеленко, М.І. Будико, С.С. Савіна та інші. Досить поширені дослідження в цьому напрямку і за кордоном. Іноземні дослідники значну увагу приділяють попередженню та розробці стратегічних методів послаблення впливу посух. Широкий спектр досліджень посушливих явищ підкреслює актуальність вивчення даного питання для території України.

Формулювання цілей статті. Завданням даного дослідження є огляд стану закордонних досліджень з планування, попередження та послаблення негативних наслідків посух.

Виклад основного матеріалу. Проблема посушливості стоїть дуже гостро в багатьох країнах світу. Це стихійне лихо, яке може тривати тижнями, і завдає значної шкоди господарству країни. Вивчення посух— популярна тема, багато груп вчених в США досліджують причини, наслідки, планування та попередження посух. Так, вчений П.Шліфко [7] у своїх дослідженнях пропонує до розгляду ґрунтовний план дій „готовності до посухи”, основним завданням якого є попередити збитки, які можуть бути завдані тривалим бездощів'ям.

У цьому ж напрямку працювала група американських вчених, основною метою роботи яких було економічне планування та вивчення факторів ризику посухи [3]. Традиційне планування посух базується на скороченні водоспоживання через різні консервативні заходи, які вживаються, коли регіональні гідрокліматичні індикатори досягають критичних рівнів. Ці вчені пропонують методологію покращення традиційних методів управління посухами двома шляхами. По-перше, шляхом заміни регіональних гідрокліматичних індикаторів на надійніші, також у випадку несприятливих умов. По-друге, дослідження ілюструє, як економічно оптимальні програми управління попитом можуть бути впроваджені тоді, коли чутливість специфічних водопостачальних систем до умов посухи виражена кількісно. Метод пов'язує програму стохастичного моделювання зі змішано-інтегрованою лінійною програмою і мета цього методу полягає в досягненні необхідної надійності постачання при мінімальній економічній вартості. Результати досліджень в Західному Массачусетсі було використано для економічного планування і вказали на потребу в додаткових водних джерелах. Вони успішно випробовувалися під час недавньої посухи для попередження передчасних грошових витрат, які могли перевищувати 750 тис. доларів США.

У 2009 році група вчених з Вашингтону (М.Фонтейн та Е. Штейнемен) розробили оцінку уразливості перед стихійними гідрометеорологічними явищами. Ця методика впроваджується з використанням методів впливу, чутливості та можливості адаптації. Метод оцінки уразливості VAM (The vulnerability assessment method) оцінює не тільки небезпеку, а й причини уразливості, потенціал до адаптації, попередні впливи, та способи пом'якшення майбутніх впливів. Вчені застосовують VAM для соціологічного дослідження аграріїв штату Вашингтон, оцінюючи уразливість посухою 34 підсекторів. Результати показують найвищу уразливість фермерських господарств різної спеціалізації [4].

Дослідники Сполучених Штатів запропонували механізми планування для регулювання наслідків посухи. Цим питанням займалися Ж. Траур та Д. Фонтейн (2007). Дослідження річки Нігер в Малі використовується для ілюстрації процесу. За результатами досліджень

було представлено таблиці багатofакторного аналізу моделі. Модель використовується для аналізу чутливості до посухи та типу планування (стратегічний, тактичний та надзвичайна ситуація). Отримані результати показують важливість використання підходу, який регулює управління надзвичайними ситуаціями та розробляє стратегію регулювання впливу посухи [10].

На світовому конгресі природного середовища та водних ресурсів у 2008 році М. Карамаус та ін. [6] запропонували перерозподілити водні ресурси по території країни, а надлишкову воду зберігати в спеціальних резервуарах і водосховищах та доставляти потрібну воду у регіони, які найбільш її потребують під час посухи. Результати експериментальних досліджень показують, що перерозподіл води може скоротити дефіцит вологи в посушливих регіонах та значно зменшити масштаби очікуваних збитків.

Посухи традиційно характеризуються двома основними характеристиками: тривалістю та інтенсивністю. Дослідники університету Арізони [1] запропонували загальну методологію оцінки частоти та ризику виникнення посухи, використовуючи її двовимірну характеристику. Теорія застосовна для моделювання повторюваності посух за ознаками їх тривалості та інтенсивності. Короткі історичні записи про погоду зазвичай не дозволяють провести надійний двовимірний аналіз. Однак вивчення деревних кілець дозволяє робити припущення про характер погодних умов у минулому. Що уможливує такий аналіз. Цей підхід дозволяє поєднувати отримані результати з історичними даними про погодні умови в минулому для кращого розуміння причин виникнення посух та розробки методів боротьби з нею. Проведені експериментальні дослідження показали високу ефективність даного підходу.

Цікавий підхід у вивченні посух показали вчені з Південної Кореї та Сполучених Штатів Америки [2]. Вони проаналізували загальні слабкі сторони загальних індексів посухи. По-перше, на їх думку, більшість індексів є недостатньо точними для виявлення початку, закінчення та ступеня негативного впливу посухи. По-друге, вони не є достатньо ефективними при кількісній оцінці негативного впливу тривалої посухи. По-третє, вони мають обмежені можливості щодо моніторингу посух, оскільки вони обмежені місячним часовим кроком. Крім того, більшість з них не в змозі диференціювати результати посухи для потреб поверхневого та підземного водопостачання.

Нові запропоновані індекси мають на меті врахувати ці недоліки і поліпшити контроль посушливих явищ. По-перше, задля підвищення точності, крок у часі зменшено до 24 годин. Запроваджено нове поняття ефективних опадів, як основного інструменту обчислень та три додаткові індекси до нього. Використання додаткових індексів допоможе конкретизувати часові параметри посушливого періоду.

Після визначення строків посухи, обчислюються чотири додаткові індекси, які характеризують її інтенсивність: 1) індекс, який показує

загальний дефіцит опадів на території; 2) накопичений дефіцит опадів, який показує відхилення кількості опадів від середньої величини протягом певного періоду; 3) кількість опадів, необхідна для повернення вологозабезпечення до нормального стану; і 4) ефективний індекс посухи, (стандартизований), який може використовуватися для оцінки інтенсивності посух в усьому світі.

Ефективність запропонованої методики перевірялася на історичних матеріалах щодо посух, які спостерігалися в окремих районах США у період з 1960 по 1996 роки. Результати обчислень порівнювалися з історичними відомостями про ці посухи. Їх аналіз дозволив зробити висновки, що запропоновані індекси є не лише значно ефективнішими за традиційні, але й мають низку переваг в практичному використанні. Вони точніше визначають тривалість посух, є корисними при моніторингу посух, які тривають і дозволяють вивчати їх у комплексі [2].

Досить плідно працюють над вивченням шкідливого впливу посух іранські вчені. З огляду на посушливість клімату збереження водних ресурсів та політика уряду з пом'якшення наслідків посух є важливими для цієї країни. Посуха найчастіше вражає центральний, східний і південний регіони Ірану. Опадів в провінціях Систан і Балучестан випадає дуже мало. Це пов'язано з віддаленістю регіону від траєкторій середземноморських циклонів та переважанням субтропічної системи підвищеного тиску, а тому ці провінції більше потерпають від посухи.

У цьому напрямі досить плідно працювали Мухаммед Кармауз, Шахаб Арагінеджад, Сара Назіф, Азадех Ахмаді та інші [5,6,8], які розробили методи пом'якшення наслідків посухи. Мінливість клімату річкових басейнів створює безліч проблем в управлінні водними ресурсами. Виникнення сильних та тривалих посух виснажує резервуари для зберігання води до критичних рівнів, що в майбутньому може привести до гуманітарної катастрофи. Учені застосували методи довгострокового прогнозування стоку, перерозподілу водних ресурсів, а також запропонували підходи щодо обмеження правил експлуатації водосховищ. Запропонована модель має значні переваги над стохастичною моделлю динамічного програмування, що досягається шляхом вивчення індексів тривалості та інтенсивності посухи. Такий підхід дає можливість суттєво зменшити уразливість системи водопостачання при посухах та збільшити економічну вигоду від діяльності агропромислового комплексу.

Висновки. Таким чином, дослідженням посушливих явищ в окремих країнах світу приділяється значна увага. Особливо вивченню строків, інтенсивності, передбачення та пом'якшення шкідливого впливу посух. Експериментальні дослідження показують високу ефективність у застосування отриманих результатів з планування та зменшення негативного впливу посух. Ефективною також є економічна політика з перерозподілу та збереження водних ресурсів в аридних регіонах.

Література

1. Javier González, Juan B. Valdés. Bivariate Drought Recurrence Analysis using Tree Ring Reconstructions/Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 8, No. 5, September // October 2003, pp. 247-258.
2. Hi-Ryong Byun, Donald A. Wilhite. Objective Quantification of Drought Severity and Duration // Journal of Climate, Volume 12, Issue 9 (September 1999), pp. 2747–2756.
3. Kirk S. Westphal, Richard L. Laramie, Douglas Borgatti, Robert Stoops. Drought Management Planning with Economic and Risk Factors. // Journal of Water Resources Planning and Management , Vol. 133 , No. 4 , July/August 2007, pp 351-362.
4. Matthew M. Fontaine, Anne C. Steinemann. Assessing Vulnerability to Natural Hazards: Impact-Based Method and Application to Drought in Washington State // Natural Hazards Review , Vol. 9, No. 1, February 2009, pp 11-18.
5. Mohammad Karamouz, Sanaz Imen, Azadeh Ahmadi, Sara Nazif. Development of an Algorithm for Contingency Planning in Dry Period. // World Environmental and Water Resources Congress 2008.
6. Mohammad Karamouz, Shahab Araghinejad, Drought Mitigation through Long-Term Operation of Reservoirs: Case Study. // Journal of Irrigation and Drainage Engineering , Vol. 134, No. 4, July/August 2008, pp. 471-478.
7. Paul D. Slifko, Drought Preparedness // World Environmental and Water Resource Congress 2006: Examining the Confluence of Environmental and Water Concerns. USA, 2006.
8. T. Razinei, P. Daneshkar Arasteh, R. Akhtari, B. Saghafian. Investigation of Meteorological Droughts in the Sistan and Balouchestan Province, Using the Standardized Precipitation Index and Markov Chain Model. // Iran-Water Resources Research, Volume 3, No. 1, Spring 2007, pp. 25-35.
9. Tae-Woong Kim, Juan B. Valdés, Chulsang Yoo. Nonparametric Approach for Estimating Return Periods of Droughts in Arid Regions. // Journal of Hydrologic Engineering , Vol. 8, No. 5, September/October 2003, pp 237-246.
10. Zan N'Tio Traore, Darrell G. Fontane, Managing Drought Impacts: Case Study of Mali, Africa. // Journal of Water Resources Planning and Management , Vol.133 , No. 4 , July/August 2007, pp.300-308.

Продан А.В., Затула В.І. Огляд стану закордонних досліджень з вивчення посух та послаблення їх негативного впливу. Стаття присвячена аналізу останніх публікацій з вивчення посушливих явищ, оцінки та пом'якшення негативного впливу посух, основних підходів до вивчення посушливих явищ та менеджменту водних ресурсів країн аридного клімату.

Продан А.В., Затула В.І. Обзор состояния иностранных исследований по изучению засух и уменьшению их негативного влияния. Статья посвящена анализу последних публикаций по изучению засушливых явлений, оценке и смягчению неблагоприятного влияния засух, основным подходам к изучению засушливых явлений и менеджмента водных ресурсов стран аридного климата.

Prodan A.V., Zatula V.I. Review of the researches on study of droughts and mitigation of them negative influence. The article is devoted to the analysis of the last publications on the study of the droughty phenomena, estimation and mitigation of negative influence of droughts, to the basic approaches to the study of the droughty phenomena and management in using water resources of countries with arid climate.

С.І. Пясецька

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут*

ДИНАМІКА ПРОЯВУ НЕБЕЗПЕЧНИХ ЕКЗОГЕННИХ ЯВИЩ (СЕЛЬОВОЇ АКТИВНОСТІ ТА ЛАВИНОНЕБЕЗПЕЧНОСТІ) В КРИМСЬКИХ ГОРАХ НА СУЧАСНОМУ ЕТАПІ ЗМІНИ КЛІМАТУ В УКРАЇНІ

Ключові слова: зміни клімату, екзогенні явища, селі, снігові лавини, Кримські гори.

Актуальність проблеми. Сучасний етап зміни клімату в Україні є регіональним проявом потепління глобальної кліматичної системи. Останніми дослідженнями В.М.Бабіченко, В.Ф.Мартазинової [4,5,6], встановлено збільшення частоти прояву стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) в Україні, а в ряді випадків загострення їх перебігу в усі сезони року. Згідно з В.Ф.Мартазиною [5] поясненням цього є перебудова глобальної атмосферної циркуляції з переважанням західної форми, що пов'язане з переміщенням центрів дії атмосфери на схід. Внаслідок цього послабився вплив сибирського антициклону та збільшилась частота вторгнень повітряних мас полярного та ультра полярного походження. Крім того посилився вплив на погодні умови України області високого тиску субтропічного походження в усі сезони року, що призводить інтенсифікації злив, посилення вітру, встановлення спекотних посушливих періодів влітку, а в холодний сезон формуванням теплих зим із нестійкими метеорологічними умовами (пізнім встановленням снігового покриву, або взагалі його відсутності, частими та тривалими відлигами).

Працями С.Г.Бойенко та В.М. Волощука [1,2] було встановлено і на певному історичному емпіричному матеріалі доведено, що інтенсивність збудження (екситації) катастрофічних явищ в Україні (і за факторами їх повторення і за загостреністю) була тим вища, чим сильніше температура повітря відхилялася в той чи інший бік від певного оптимального рівня. Вплив погодних умов на розвиток та динаміку таких екзогенних процесів як селі та снігові лавини було розглянуто в роботах В.Ф.Грищенка [3] та колективній монографії [7]. Проте, враховуючи особливу небезпеку цих процесів в Криму актуальним та доцільним є подальше дослідження та всебічний аналіз оновлених матеріалів із спостереження за небезпечними та стихійними гідрометеорологічними явищами в цьому регіоні. На сучасному етапі зміни клімату в Україні дуже важливо визначити саме регіональний аспект прояву та сучасної динаміки небезпечних екзогенних явищ, що спричиняються погодними умовами, які в свою чергу є певним відгуком на сучасне потепління глобальної кліматичної системи.

Мета дослідження. Метою представлено дослідження було з'ясувати поточну динаміку прояву сільової активності та лавинної небезпеки в Кримських горах, як одного з найвразливіших за цими процесами регіонів, на сучасному етапі глобального потепління - наприкінці ХХ - початку ХХІ століть.

Характеристика вихідного матеріалу. Для дослідження було залучено матеріали “Технічних звітів по спеціалізованому обстеженню річок та сільових осередків в Криму” за 1986-2007 рр. та звіти та оперативні донесення низки метеорологічних станцій, які залучені до проведення сніголавинних робіт (Ангарський перевал, Ай-Петрі) протягом зимових сезонів 1993/1994-2007/2008 рр., а також матеріали ТМС (метеорологічні спостереження станцій) та матеріали спостережень за станом снігового покриву на снігомірних маршрутах, які подані у Метеорологічних щомісячниках за той самий період.

Виклад основного матеріалу.

Прояв сільової активності. За даними експедиційних робіт Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту (УкрНДГМІ) та матеріалами відділу Комплексної гідрографічної партії Центральної геофізичної обсерваторії (ЦГО) було визначено категорії ступеня сільової небезпеки та окреслено території їх розповсюдження в Криму. Так, до другої категорії було віднесено підрайон який займає схід південного макросилу Кримських гір, до третьої – підрайон що охоплює північний захід та схід Кримських гір, до четвертої захід південного макросилу від м. Сарич до Ялти.

Аналіз “Технічних звітів по спеціалізованому обстеженню річок та сільових осередків в Криму” показав, що здебільшого сільовою активністю та активною підготовкою до неї було охоплено осередки її прояву у східній частині південного макросилу Кримських гір (територія II категорії селенебезпеки) переважно у теплий період року з квітня по жовтень (в окремих випадках у листопаді та грудні). Особливо активними в цей період виявилися осередки сільової діяльності на річках Ворон, Ай-Серез, (балки Шкільна та Скеляста), Кутлак, Ускут (балка Ставлухар). Тут протягом теплого сезону, особливо з 1995 по 2007 рр. неодноразово спостерігалось проходження наносоводних потоків із формуванням конусів виносу та активної ерозійної діяльності на схилах водотоків та переформуванням донних відкладень з підвищенням рівня дна (див. табл.1). Досить інтенсивний прояв селективності мав місце на річці Демерджи в районі Алушти в червні 1987 р. та особливо у серпні 1997 р. було нанесено значних збитків. Остання подія була пов'язана із проходженням катастрофічного паводку. Крім того, додатковим чинником останньої події був аварійний залповий скид води через дериваційні канали з Кутузовського водосховища внаслідок його переповнення.

Таким чином, описані події були спричинені рясними або тривалими дощами (в холодний сезон із снігом та мокрим снігом), що випадали на потужні відклади крихкоуламкового матеріалу, який швидко утворюється

під час посушливого та спекотного літа останніх десятиліть. Активізації селевих процесів сприяли не тільки інтенсивна зливова активність, але й антропогенна діяльність (розпаханість берегів та днищ балок, засміченість русол, неналежний стан гідроспоруд та недодержання їх режиму). Треба зазначити, що в цьому районі у випадках коли схід сельових потоків не спостерігався в основних водотоках, поруч з ними на схилах прилеглих балок йшла активна ерозійна діяльність з утворенням нових ерозійних форм рельєфу, переформуванням старих та формуванням нових осередків накопичення крихкоуламкового матеріалу, розмивом берегів водотоків. Спокійними, за проявом сельової активності, за останні 22 роки виявилися 1993 та 1994 рр. які були дуже посушливими для Криму.

Особливо потенційно небезпечними останнім часом є балка Шкільна (басейн річки Ай-Серез). В цій балці знаходиться став із земляною загатою який вже дость давно переповнений конусами виносу крихкоуламкового матеріалу селей які зійшли останнім часом. Також потенційно небезпечними є річки Улу-Узень та Куру-Узень у межах селища Солнечногірське завдяки засміченістю русла побутовими відходами та інтенсивному господарському освоєнню прибережної зони. Зараз іде активна підготовка до виникнення сельових потоків в районі балки Скеляста (басейн Ай-Серез), річок Ворон, Кутлак та Ускут завдяки накопиченню потужних мас крихкоуламкового матеріалу в їх руслах. В досліджуваний період осередки селеутворення на річках Отуз та Шелен були не активними. В районі верхів'їв та середньої течії річок північного макросхилу Альми, Качі, Бельбеку (III категорія селенебезпеки) прояв селективності спостерігався у червні – липні 1992 та 1998 рр. Так, у верхів'ях цих річок на території Кримського гірського заповідника з утворенням низки полів та конусів виносу крихкоуламкового матеріалу та утворення багато чисельних ерозійних форм на схилах (див табл.1).

Сходження снігових лавин. З аналізу матеріалів звітів із проведення сніголавинних робіт, обстежень осередків сходження лавин, оперативних повідомлень метеорологічних станцій Ангарський перевал та Ай-Петрі, матеріалів маршрутних спостережень за станом снігового покриву та матеріалами метеоспостережень в регіоні за зимовий період 1993/94 по 2006/07 рр. встановлено, що за визначений період найбільш часто (майже кожен рік за винятком зимового сезону 1994/1995 рр.), сходження снігових лавин спостерігалось в районі масиву Чатир-Даг. Особливо небезпечними виявилися кулуари на східних схилах а також центральний кулуар верхнього плато масиву. Об'єми снігових лавин становили менше 25 м³. За своїм генезисом це були так звані “мокрі“ лавини, які утворилися внаслідок попереднього значного накопичення снігових мас у лотку та інтенсивної відлиги (до +5...+9 °С), завдяки потужній адвекції теплого повітря на рівні 850 гПа та випадання рідких опадів на сніг. Деякі з лавин були утворені ще й завдяки відриву снігових дашків, які виникли внаслідок хуртовинного переносу та відлизи. Найбільш потужними снігові лавини були в районі Ангарського перевалу у зимові сезони 1996/1997, 1999/2000, 2006/2007 рр.

Таблиця – Стан сільових осередків Кримських гір за матеріалами “Технічних звітів із спеціалізованих обстежень річок та сільових осередків” протягом 1986–2007 рр.

Рік і місяць	Місцезнаходження осередку (водотік)	Стан прояву сільової активності		Причина події
		проходження селю	ерозійна діяльність	
1986, квітень	р. Ворон	-	Деформація русла, розмив схилів	Сильні дощі $\geq 30\text{мм}/24$ год
1987, червень	р. Демерджі	Проходження селю та катастрофічного паводку	-	Сильні дощі $\geq 50\text{мм}/24$ год
1988, червень-серпень	р. Кача	Проходження селю із конусом виносу	Розмив схилу в середній частині	Сильний дощ з локалізацією в районі Баштанівки
1989, червень-серпень	р. Ворон	-	Переформування донних відкладів з підвищенням відміток дна	Сильні дощі
1989, вересень	р. Кутлак (балка Запрудна)	Проходження наносоводного потоку, конус виносу в чаші ставка	-	Сильні дощі
1990, грудень	ліва притока Р. Ускут	Проходження сільового потоку із конусом виносу	Ерозія схилів	Сильні опади
1990, грудень	р.А-Серез(б. Шкільна)	-	Значне накопичення крихкоулам-кового матеріалу із занесенням ставу	Сильні опади $\geq 50\text{мм}/12$ год
1990, грудень	р.Ускут	Проходження селю із конусом виносу	-	Зливові дощі
1991, вересень	річки Ворон, Ай-Серез, Ускут (б.Ставлухар)	-	Значний пере-розподіл крих-коуламкового матеріалу в руслах з підвищенням відміток дна, помірною деформацією русел	Зливові дощі
1992, червень	річки Кача, Альма	Проходження наносоводного потоку у верхів'ях, формування численних полів та конусів виносу	Значна ерозійна діяльність на схилах	Сильні зливові дощі в районі Головного пасма Кримських гір

Продовження табл. 1

1995, вересень	Р. Кутлак (балка Запрудна)	-	Переформування відкладів крихкоуламкового матеріалу в руслі	Сильні дощі
1996, вересень- серпень	Річки Ворон, Кутлак (балка Запрудна)	-	Деформація берегів, внаслідок розмиву, нако- пичення донних відкладів	Сильні дощі
1997, серпень	права притока Демерджі	Потужний сельовий потік із конусом виносу	Інтенсивний розмив схилів та їх оповзання	Сильні дощі ≥50мм/12 год, залповий аварій-ний скид води з Кутузовськ ого в-ща
1997, серпень	р. Кутлак (б. Запрудна)	-	Переформування крихкоуламкового матеріалу у водотоці	Сильні дощі
1998, червень	р. Ворон	Наносоводний потік із конусом виносу		Сильні дощі
1998, липень	р. Кутлак (б. Запрудна)	-	Ерозія схилів, переформування крихко уламкового матеріалу у водотоці	Сильні дощі
1999, грудень	Р. Ай-Серез (б. Шкільна)	Наносовод-ний потік із конусом ви-носу в ставу	Інтенсивний розмив берегів	Сильні опади
1999, грудень	Р.Кутлак (б. Запрудна)	-	Перерозподіл крихко уламкового матеріа-лу у водотоці	Сильні опади
2000, червень	Р. Ай-Серез (б.Шкільна)	Наносовод-ний потік із конусом виносу	Розмив берегів	Сильні дощі
2001, серпень- листопад	р. Ворон , Ай-Серез (б.Скеляста)	-	Інтенсивна ерозійна дяльність, розмив схилів,перерозподіл крихко уламкового матералу	Сильні дощі
2002, серпень	р. Чебан-Кале	Наносовод-ний потік, із конусом виносу	Ерозія схилів, переформування донних відкладів	Сильні дощі ≥30мм/12 год
2002, серпень- вересень	р. Ай-Серез (б.б. Скеляста, Шкільна)	-	Переформування крихко уламкового матеріалу у водотоці	Сильні дощі ≥50мм/12 год

	2	3	4	5	6
2002	вересень-жовтень	р. Ворон, Ай-Серез (б.Шкільна).	Наносоводні потоки, формування незначних конусів виносу	Ерозія схилів, переформування крихко-уламкового матеріалу у водотоці	Сильні дощі
2003	вересень	р. Ай-Серез (б.б.Скеляста, Шкільна)	-	Інтенсивна ерозія схилів, накопичення крихкоулам-кового матеріалу	Сильні дощі
2004	липень	р.Путамиця (б.Хоста)	Наносоводний потік	інтенсивна ерозійна діяльність	Сильні дощі
		Р.Ускут (б. Ставлухар)	-	Ерозія схилів, накопичення відкладів	Сильні дощі
	вересень	р.р.Ворон, Ай-Серез (б.Скеляста), Кутлак	-	Інтенсивна ерозійна діяльність на схилах, розмив русла, переформування донних відкладень	Сильні дощі
2005	жовтень	р.р. Ай-Серез (б.Скеляста), Ворон, Кутлак	-	Значна ерозійна діяльність на схилах, перерозподіл донних відкладень	Сильні дощі
2006	липень-серпень	р. Ус-кут (б.Ставлухар), права притока р.Ворон	-	Розмив схилів, перерозподіл відкладів, розмив дна	Сильні дощі
2007	березень, вересень	р. Ворон	-	Розмив схилів і дна, перерозподіл відкладів	Сильні дощі

коли в цьому районі спостерігались значні висоти снігового покриву. За даними спостережень на снігомірних маршрутах вони становили 51-75 см, в лавино зборах і більше (120 см). Саме в ці сезони істотно постраждав гірськолижний курорт на Ангарському перевалі коли було неодноразово пошкоджено бугельний гірськолижний підйомник, утворився лісоповал, а 27.02.2000 р. навіть зазнали травм різного ступеня тяжкості декілька відпочиваючих. В районі Ай-Петрі сходження снігових лавин останнім часом було зафіксовано взимку 2006/2007 рр., коли в кінці січня та на початку лютого 2007 р. зійшло багато “сухих” металевих лавин, 5 з яких мали об’єми від 20 до 120 м³. Як наслідок було засипано значну ділянку Бахчисарайського шосе. В середині лютого 2007 р. в цьому ж районі було зафіксовано масовий схід “мокрих” лавин, 2 з яких мали об’єми 80 та 100 м³. Їх сходження було обумовлене сильною відлигою та випаданням рідких опадів на сніг. В наступному зимовому сезоні 2007/2008 рр. в цьому ж районі мало місце сходження 2 “мокрих” лавин за таких самих погодних

умов як і в минулому сезоні. Такі події мали місце завдяки дуже нестійким погодним умовам останніх десятиліть як наслідок потепління клімату.

Висновки.

1. Найбільш селенебезпечними за останні 22 роки виявилися басейни річок і тимчасових водотоків сходу південного макросхилу Кримських гір - Ай-Серез, Ворон, Ускут, Кутлак. Прояв сільової активності та інтенсивної ерозійної діяльності переважав в теплий період року, переважно у червні-вересні.

2. Потенційно небезпечними на даний час є балка Шкільна, де знаходиться став у аварійному стані, а також річки Улу-Узень та Куру-Узень в межах селища Солнечногірське завдяки господарському освоєнню русла та його засміченістю.

3. Майже кожен рік із дослідженого періоду відбувався активний прояв лавинної небезпеки на Ангарському перевалі, і лише взимку 2004/2005 та 2006/2007 і 2007/2008 рр. в районі Ай-Петрі. Переважали 'мокрі' лавини, що утворювались завдяки частим та різким змінам погодних умов з інтенсивними відлигами.

Література

1. *Бойченко С.Г.* Ефект різкого зростання повторюваності катастрофічних процесів та явищ природи на території України при глобальному потеплінні або похолоданні клімату / С.Г. Бойченко, В.М. Волощук // Доп. НАН України. – 2001. – №5. – С. 105–112. 2. *Бойченко С.Г.* Напівемпіричні моделі та сценарії глобальних і регіональних змін клімату/За ред. В.М.Волощука. – К. : Наук. думка, 2008. - 309 с. 3. Кадастр лавин СССР, т.6 Украина.-Л.,1989. - С.29-42. 4. *Ліпінський В.М.* Активізація стихійних метеорологічних явищ на території України – прояв глобальних змін клімату / В.М. Ліпінський, В.І. Осадчий, В.М. Бабіченко // Укр. географ. журнал. – 2007. - №2. – С.11-12. 5. *Мартазинова В.Ф.* Изменение атмосферной циркуляции в Северном полушарии в течение периода глобального потепления в XX веке / В.Ф. Мартазинова, Е.К. Иванова., Д.Ю. Чайка // Український географічний журнал. – 2007. – №3. – С.10-20. 6. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр./ За ред. В.М.Ліпінського, В.І.Осадчого, В.М.Бабіченко. - К. : Ніка-центр, 2006. – 312 с. 7. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма // Под ред. К.Т.Логвинова, М.Барабаш. - Л. : Гидрометеиздат, 1989. - 318 с.

Пясецька С.І. Динаміка прояву небезпечних екзогенних явищ (сільової активності та лавинонебезпечності) в Кримських горах на сучасному етапі зміни клімату в Україні. У данному дослідженні подано детальний огляд поточного стану небезпечних природних процесів таких як селі та снігові лавини на території Кримських гір на сучасному етапі зміни клімату в Україні. З'ясовано причини виникнення цих явищ та регіональні особливості їх прояву. Показано, що в останні десятиліття завдяки глобальному потеплінню має місце певне розбалансування кліматичної системи, яке виражається у різких змінах погодних умов, що впливає на інтенсивність протікання низки екзогенних процесів.

Пясецкая С.И. Динамика проявления опасных экзогенных явлений (селевой активности и лавиноопасности) в Крымских горах на современном этапе изменения климата в Украине. В данном исследовании представлен детальный анализ текущего состояния опасных природных процессов таких как сели и снежные лавины на территории Крымских гор на современном этапе изменения климата в Украине. Выявлены причины возникновения этих явлений и региональные особенности их

проявления. Показано, что в последние десятилетия благодаря глобальному потеплению имеет место определенное разбалансирование климатической системы, которое выражается в резких сменах погодных условий влияющих на интенсивность протекания ряда экзогенных процессов.

Pyasetska S.I. Dynamics of manifestation of dangerous exogenous phenomena (mud-stone streams activity and snow sliding danger) in the Crimea mountains at the actual stage of the change of climate in Ukraine. In this investigation, a detailed survey of actual state of dangerous natural processes such as mud-stone streams and snow sliding on the territory of the Crimea mountains on the present stage of change climate in Ukraine was presented. There were established causes of arising there phenomena and regional features of their manifestation. It was shown that during last decades, due to global warming-up, certain disbalancing of climatic system took place which was expressed in sharp changes of weather conditions which influenced intensits of exogenous processes.

УДК 551.578.48

Т.С. Кошель

*Київський національний університет
імені Тараса Шевченка*

ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ СНІГОВИХ ЛАВИН В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ

Ключові слова: снігові лавини, методика спостережень, прогнозування.

Постановка проблеми. З огляду на систематичне зростання освоєності гірських територій України та інтенсифікацію небезпечних гідрометеорологічних явищ, таких як катастрофічні зливові дощі, селеві потоки, дощові та мішані паводки, снігові лавини, зростають і збитки господарства та населення, нерідко це може призводити і до людських жертв.

Серед усіх цих стихійних гідрометеорологічних явищ особливе місце посідають снігові лавини. В Українських Карпатах вони широко поширені і спостерігаються щорічно. Так сніговими лавинами перекриваються транспортні шляхи, пошкоджуються комунікації та будівлі, винищується ліс, сходження лавини у районах туристичних маршрутів чи на схилах, призначених для гірсько-лижного катання, може призвести до людських жертв.

Слід зазначити, що на території Українських Карпат снігові лавини спостерігаються щорічно. Однак на сьогоднішній день вони є недостатньо вивченими і методика спостережень за ними та їх прогнозування потребують постійного вдосконалення, враховуючи сучасні методи досліджень і наукові розробки.

Метою даної роботи є дослідження історії розвитку спостережень та прогнозу снігових лавин для визначення перспективних напрямів розробки методики прогнозування у майбутньому.

Виклад основного матеріалу. Дослідження снігових лавин та спостереження за їх розповсюдженням в гірських районах України були розпочаті відносно недавно.

До 1965 р. це були лише окремі повідомлення туристів та лісорубів, що випадково опинилися у районі сковзання снігових лавин, начальників гідрометеостанцій, а також повідомлення про трагічні випадки в гірських районах у зимовий період.

Влітку 1965 р. з метою опису лавин та складання карт лавинної небезпеки Високогірним геодезичним інститутом було організовано експедицію у гірські райони Карпат та Криму. За матеріалами дослідження складено опис лавинних осередків та схема їх розташування [4].

У 1965-1966 рр. Київською гідрометеорологічною обсерваторією проведено анкетне опитування населення та працівників гідрологічних постів, розташованих у гірських районах. Анкети з обліку снігових лавин стали вихідним матеріалом для складання першого видання “Кадастр и карты мест схода снежных лавин в горах районах Украинской ССР” [3].

У другій половині шістдесятих років були опубльковані результати дослідження снігових лавин К. Л. Михайловою та М. Л. Вольфцун, в яких подаються відомості про основні райони поширення снігових лавин та обвалів у Карпатах, а також складено карту-схему лавинонебезпечних районів, дано коротку характеристику фізико-географічних умов лавиноутворення (геоморфологічних, геоботанічних, гідрологічних, підстильної поверхні). Приведені дані про збитки, що завдають лавини. На підставі аналізу матеріалів зроблено попередні припущення про частоту, час сковзання і шляхи руху снігових лавин, та коротко викладено методи боротьби з лавинами в Карпатах [5].

Влітку 1967 та 1968 рр. Київською гідрометеорологічною обсерваторією було проведено експедиційне обстеження місць сковзання снігових лавин за геоморфологічними і геоботанічними ознаками та складено опис лавинних осередків південних та західних відрогів хребта Свидовець у басейні р. Тиса. У квітні 1968 та 1969 рр. Київською ГМО спільно з Карпатською експедицією УкрНДГМІ було зібрано свідчення про снігові лавини за місцями їхнього сковзання у деяких районах Українських Карпат.

У зимові місяці 1965-1968 рр. Українським інститутом інженерно-технічних досліджень проведено аналіз лавинної діяльності у районі Говерли з метою визначення лавинної небезпеки району будівництва гірськолижної бази. У практичному посібнику з прогнозування лавинної небезпеки 1979 року Новіковим Б.І. зазначено, що умови формування снігових лавин в Карпатах вивчено недостатньо, а також вказано на провідну роль вітрового режиму гір, а також відлиг у сковзанні лавин в центральній частині Чорногірського хребта. Для обчислення часу настання лавинної небезпеки в Карпатах ним було запропоновано враховувати значення двох основних лавиноутворювальні факторів, а саме: південно-західного вітру та температури повітря, що визначає стійкість снігу на схилі, а за попередню умову брати висоту снігового покриву на схилі [7].

Виконані роботи довели, що лавини в Карпатах мають систематичний характер і є невід’ємною частиною гірського ландшафту.

1969 р. видано “Кадастр и карты мест схода снежных лавин в горнах районах Украинской ССР”, який було підготовлено у Київській гідрометеорологічній обсерваторії начальником гідрографічної партії К.Л. Михайловою за участю старшого інженера експедиції УкрНДГМІ В.Ф. Грищенко. Починаючи з цих років саме з його ім'ям пов'язана історія дослідження снігових лавин на території Українських Карпат та Гірського Криму.

В.Ф. Грищенко було розроблено методи прогнозування лавин хуртовинного, свіжого та мокрого снігу в Українських Карпатах, виконаних на основі багаторічних експедиційних досліджень УкрНДГМІ (1968—1981 р), і даних спостережень сніголавинних станцій (СЛС) Пожежевська та Плай [8].

Отже, дослідження в області прогнозування лавинної небезпеки в Українських Карпатах розпочато лише наприкінці 70-х років. Більшість прогностичних наробок, використовуваних в СРСР, отримано шляхом зіставлення часу сковзання лавини з даними спостережень за одним або декількома метеорологічними величинами. Однак спроби використовувати для Карпат такого роду опрацювання, виконані за матеріалами інших гірських регіонів, успіху не мали. І для території Українських Карпат до того часу для визначення лавинонебезпечних періодів використовували дані щодо приросту снігового покриву за добу за 25 гідрометеопостами, але справджуваність прогнозів була дуже низькою. Для поділу ситуацій на лавино- і нелавинонебезпечні Грищенко скористувався відомим прийомом Аккуратова, коли на графіках зв'язку сковзання лавини з різними метеорологічними параметрами виділялися області з наявністю і відсутністю лавинної небезпеки. Цей метод прогнозу для мокрих лавин було використано на СЛС Пожежевська та Плай [2].

Також під керівництвом В.Ф. Грищенка у подальшому значно було розширено та доповнено вищезазначений кадастр снігових лавин. Складено повний каталог місць зародження лавин, описано морфометричні показники лавинних осередків та самих лавин. В основному відомості про окремі лавинозбори було складено в УкрНДГМІ та включено до кадастру снігових лавин СРСР [1]. Карти лавинної небезпеки крупного масштабу 1:2000000 та 1:2500000 було складено Грищенко вже у 2000-2002 роках. Складено каталог лавинних осередків у межах басейнів річок Тиси, Дністра, Прута. Основою для каталогу стали матеріали багаторічних польових експедиційних обстежень територій, описів, вимірювань лавинних осередків і самих лавин та їх характеристик на крупномасштабних картах. Більшість з них була виконана снігомірним загоном УкрНДГМІ. У Карпатах виділено лавинонебезпечні райони, межі яких майже повністю співпадають з межами окремих річкових басейнів. Переважно це притоки Тиси, Прута, Дністра. У кадастрі різних років приведено дані про морфологічні характеристики лавинних осередків, їх межі, експозиції схилів, об'єми лавин. Всього описано 20 лавинних осередків Українських Карпат.

Спираючись на Методичні вказівки із сніголавинного забезпечення господарства Середньоазійського регіонального НДІ ім. Бугаєва з 1984 року на території Українських Карпат було розпочато систематичні спостереження за лавинами сніголавинними станціями Плай та Пожежевська. У подальшому керівними документами з дослідження снігових лавин на території як Українських Карпат, так і Гірського Криму стали „Разъяснения снеголавинным станциям по проведению испытаний методов прогноза лавин УкрНИГМИ и по составлению отчетных материалов" (Черновцы, 1985 г.), „Методические рекомендации гидрометеорологическим станциям и постам по производству снеголавинных наблюдений" (КГГП, 1985 г.), „Методические указания по снеголавинному обеспечению народного хозяйства" (САНИГМИ, 1987 г.), „Методика прогноза лавин в Украинских Карпатах в высотной зоне ниже 1200 м" (УкрНИГМИ, 1990 г.), „Положення про порядок складання та передачі попереджень і донесень про виникнення стихійних гідрометеорологічних явищ, різких змін погоди, поєднання небезпечних явищ та випадків високих забруднень природного середовища" (1994 р.).

З 2004 року вступило в дію нове Положення про сніголавинне забезпечення органів державної виконавчої влади, галузей економіки та населення в Українських Карпатах (далі – Положення). Дане Положення встановлює перелік організацій гідрометслужби України, які залучаються до сніголавинного забезпечення, визначає їх завдання та порядок взаємодії, особливості організації і здійснення оперативного оповіщення про сніголавинну небезпеку в Українських Карпатах [6].

На сьогодні, згідно з вищезазначеним Положенням, на території Карпат існує така система спостережень та попередження снігових лавин : сніголавинні станції Пожежевська та Плай, які згідно з Планом сніголавинних спостережень і робіт виконують безперервні розрахунки лавиноутворюючих параметрів свіжого, хуртовинного та мокрого снігу та складають інформацію про стан снігового покриву, сковзання лавин і завдані ними збитки. При досягненні критеріїв сніголавинної небезпеки сніголавинні станції інформують Львівський, Закарпатський, Чернівецький та Український гідрометцентри, та у трьохмісячний строк після закінчення лавинонебезпечного сезону надсилають технічні звіти до Центральної геофізичної обсерваторії та УкрНДГМІ.

Обчислення справджуваності попереджень виконується Чернівецьким, Львівським, Закарпатським ЦГМ відповідно до “Методических указаний (САНИГМИ, 1987 г.)”.

Львівський, Закарпатський, Чернівецький гідрометеоцентри складають попередження про виникнення лавинної небезпеки у Львівській, Закарпатській, Чернівецькій та Івано-Франківській областях.

Український гідрометеорологічний центр узагальнює оперативну сніголавинну інформацію, складає попередження, веде облік сніголавинних ситуацій (відділ гідрологічних прогнозів) та інформує органи виконавчої

влади, галузей економіки та населення про загрозу формування снігових лавин.

Також згідно з Положенням Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут (УкрНДГМІ) має розробляти та удосконалювати методи прогнозу сніголавинної небезпеки, технології і методичні вказівки з проведення сніголавинного забезпечення.

Висновки. Отже, отримані узагальнення з історії дослідження снігових лавин в Українських Карпатах та сучасний стан організації спостережень за лавинами вказують на недостатнє забезпечення інформацією гідрометеорологічної служби для прогнозування снігових лавин. Отримані висновки у подальшому можна використати для вдосконалення оперативно-прогностичної та науково-методичної роботи з сніголавинного забезпечення органів державної виконавчої влади, галузей економіки та населення.

Література

1. Грищенко В.Ф. Кадастр лавин СССР. Украина/ В.Ф. Грищенко// Т. 6. – Л., 1989. – С.29-42. 2. Грищенко В.Ф. Прогноз лавинной опасности в Украинских Карпатах/В.Ф. Грищенко// Труды II Всесоюзного сов. по лавинам (май 1985, Янгибад). – Л. : Гидрометеоздат, 1987. – С. 107-110. 3. Кадастр и карты мест схода снежных лавин в горных районах Украинской ССР (Карпаты, Крым). – К. : ГМО, 1967. – С.1-3. 4. Лавины Карпат и Горного Крыма/ [Залиханов М.Ч., Усатиков Н.И., Гутиев А.В., Подрезов Н.Н.]. – Труды ВГИ, вып.6, 1967. – С.85-95. 5. Михайлова К. Л. Об условиях формирования снежных лавин в Карпатах / К. Л. Михайлова , М. Л. Вольфцун // Основные проблемы изучения и использования производственных сил Украинских Карпат (материалы к науч. конф.). – Львов : Каменяр, 1967. – С. 290. 6. Положення про сніголавинне забезпечення органів державної виконавчої влади, галузей економіки та населення в Українських Карпатах / Український Гідрометцентр. – К., 2004. – 10 с. 7. Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности / САР НИГМИ. – Л. : Гидрометеоздат. -1979. – С. 92-93. 8. Щербак А.В. Метод прогноза лавин метелевого и свежевыпавшего снега в районе хребта Черногора (Украинские Карпаты) / А.В. Щербак, В.Ф. Грищенко. Госком СССР по гидрологии и контроля природной среды. УкрРНИИ. – К., 1980. – 81с.

Кошель Т.С. Історія досліджень снігових лавин в Українських Карпатах. У статті розглянуто історію досліджень та розвиток методики прогнозування снігових лавин різних типів на території Українських Карпат у різний час. Також описано сучасний стан оперативно-прогностичної та науково-методичної роботи з сніголавинного забезпечення господарства.

Кошель Т.С. История исследований снежных лавин в Украинских Карпатах. В статье рассмотрена история исследований и развитие методики прогнозирования снежных лавин разных типов на территории Украинских Карпат в разное время. Также описано современное состояние оперативно-прогностической и научно-методической работы по снеголавинному обеспечению хозяйства.

Koshel T. The snow avalanches studies in Ukrainian Carpathians history. The article studies the history of the research and the development of the methods of forecasting of avalanches of different types on the territory of the Ukrainian Carpathians in different times. The modern state of the efficient forecasting and scientific methodological work of securing the economy from the snow avalanches is described.

**ДО ПРОБЛЕМИ СТОКУ ПОВЕНЕВИХ ВОД ДЕСНИ
ЧЕРЕЗ ДОЛИНИ ОСТРА І ТРУБІЖУ**

Ключові слова: льодовий затор; долина стоку, Десна, Снов, Остер, Трубіж.

Події в долині Остра у зворотній хронологічній послідовності є найближчим до нас у часі, після подій що мали місце на Дніпрі 1550 та 1070 років тому і які були висвітлені раніше [1]. Загальний вигляд правого берега Остра неподалік м. Козелець показаний на фотознімку, вміщеному на рис.1. Зі знімку видно, що рівень лівого берега є найближчим до води (біля 4м) і за усіма канонами має відноситися до заплави, або високої заплави. Біля точки фотографування цей рівень поширюється і на правий берег річки. Правий берег є на 3 м вищим і може вважатися першою терасою, або корінним берегом. В ньому відслонюються дрібнозернисті піски, пилюваті у горішній частині. В руслі вони переходять у супіски. Згори піщаної товщі лежить похований ґрунт, який згори перекритий дрібнозернистими пісками, можливі варіанти походження яких буде розглянуте далі.



Рис.1 – Русло Остра 5 км нижче м. Козелець.

Відклади нижнього рівня мають двочленну будову. Нижня товща представлена дрібнозернистими пісками, які у руслі річки переходять у супіски. Верхня малопотужна до 25 см верства складена різнозернистими пісками сильно збагаченими уламками перевідкладених молюсків. Відмічається також присутність кісток. Радіовуглецеве датування молюсків показало, що середній їх вік становить 3070 ± 70 років.

Двоярусна будова вказує на те, що досить сильній потік, що пройшов долиною Остра зрізав тогочасний ґрунт та верхню частину піщаної товщі і відклав малопотужну верству різнозернистого піску. Можливо, що місцями потім піднімався вище сучасного борту долини, або нісся по поверхні, де ще

не існувала долина річки. Якщо виходити з того, що долина Остра вже існувала то висота потоку над сучасним рівнем води приблизно становила 7-8 м. Для річки з витратами води $3,2 \text{ м}^3/\text{с}$. це надзвичайно високе значення [2].

Дослідження похованого ґрунту, який видно у березі річки на знімку (рис.1), дає підстави вважати, що ґрунт був похований тільки в межах схилу. Двометрова свердловина, на протилежному боці пагорба, на тому самому гіпсометричному рівні не виявила викопного ґрунту. У ній, нижче сучасного ґрунту розріз повністю відповідає розрізу в березі річки.

На відміну від решти долин річок Лівобережжя, де виявлені сліди потужних повеней з періоду 6-5 тис. років ВР [1], повінь на Острі має своє пояснення. Оскільки на сьогоднішній день невідомі інші явища, які б вказували на значні кліматичні коливання, можна припускати, що цей потік був викликаний традиційними погодними умовами – довга та сніжна зима, промерзла поверхня та швидке танення снігу. Тоді, при дуже високих повенях, вода виходить на вододільні простори Десни та Остра. Аналіз орографії цієї території виконаний на цифрових висотних моделях показує, що при досягненні позначки 114 м абс. висоти (нижче с. Мокошине), з долини Десни по системі улоговин почнеться перетікання води в долину Трубіжу та Остра (рис.2). Напрямок руху води на схемі показаний ланцюжками з білих крапок.

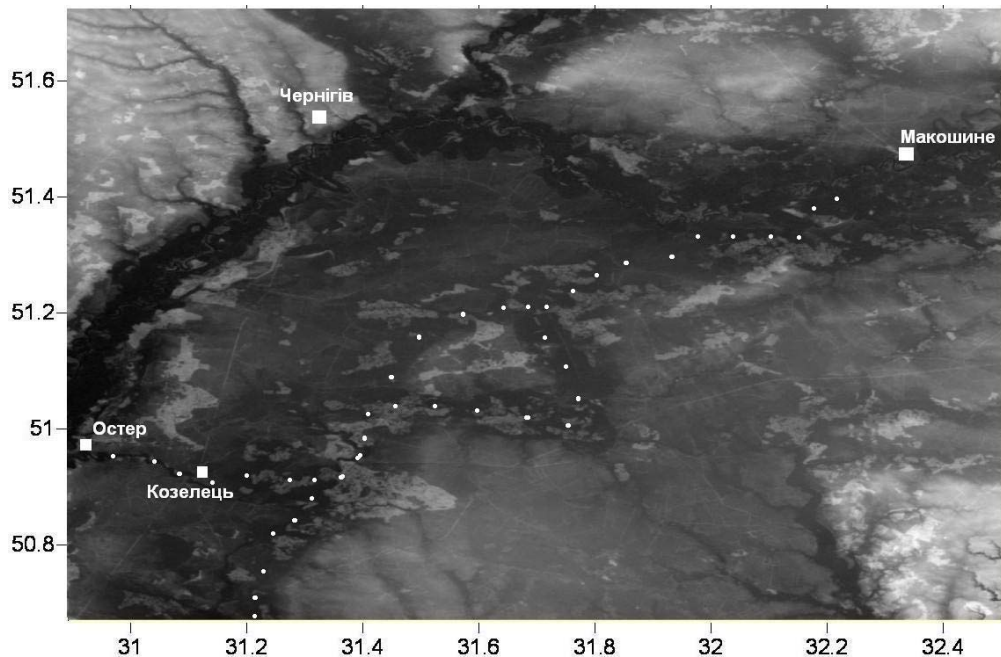


Рис. 2 – Візуалізована цифрова модель межиріччя Десни, Остра та Трубіжу

Для перевірки можливості виходу деснянської води на вододіл порівнюємо параметри орографії території з даними багатолітніх гідрологічних спостережень. На цьому відрізку середній рівень води у Десни становить 107,8 м (с. Хибалівка). Максимальні рівні підйому води, які були зафіксовані на водомірних постах, становлять: Новгород-Сіверський – 5,2 м; Розльоти – 5,7 м; Макошине – 5,7 м; Чернігів – 6,5 м [2].

За базове значення приймемо дані найближчого до ділянки водомірного посту у с. Макошине, там максимальний підйом води зафіксований 10.04.1970 р. При такому підйомі рівень води приблизно складав 113,5 м. Тобто, навесні 1970 року існувала можливість відновлення прямого потоку через вододіл. Цей шлях є на 10-15 км коротшим від того яким біжить Десна зараз, тому зміна шляху потоку є тільки питанням часу. У попередніх потоків не вистачило енергетичних ресурсів. Але є ще один варіант зміни положення долини Десни. Це її перехід у долину Трубіжу. Цей шлях є ще більш оптимальним з позицій енергетики потоку.

До причин підйому води в Десні слід віднести і таке явище, як льодові затори. Цей варіант є найбільш небезпечним, оскільки по шляху, вказаному на рис. 1, досить тривалий час йтиме весь повеневий стік Десни. Можливо, що в минулому цей сценарій неодноразово ставав реальністю. На це зокрема вказує ширина долини тимчасового стоку, яка не поступається ширині долини Десни. Найбільш вірогідним місцем утворення льодового затору є пригирлова ділянка Снову.

Велика кількість решток молюсків в алювії вказує на те, що, можливо, у частині улоговин на шляху потоку існували озера, які залишилися з часу попередніх великих повеней. Ця обставина змушує дещо критично підійти до дати — 3070 ± 70 років. Істинна дата потоку має бути ближчою до нас.

Література:

1. *Пазинич В.* Вплив екстремальних гідрологічних явищ на структуру розселення в басейнах лівих приток Дніпра / В.Г. Пазинич // Сіверянський літопис. – 2008. – Вип.6. – С. 47-51.; 2. *Вишневецький В.І.*, Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України / В.І. Вишневецький, О.О. Косовиць. – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.

Пазинич В. До проблеми стоку повеневих вод Десни через долини Остра і Трубіжу. Дослідження долини Остра нижче м. Козельця виявили, що 3 тис. р.т. тут мала місце досить потужна повінь, висота котрої значно перевищувала середні показники. Аналіз орографії території показав, що її причиною був перелив води з долини Десни, в тому числі і за рахунок утворення льодових заторів в місці впадіння р. Снов.

Пазинич В.Г. К проблеме стока паводковых вод Десны через долины Остра и Трубежа. Изучение долины Остра ниже г. Козельца, показали, что 3 тыс. л.н. здесь имел место достаточно мощный паводок, высота которого значительно превосходила средние показатели. Изучение орографии показали, что ее причиной был перелив воды с долины Десны, в том числе и за счет возникновения ледовых заторов в месте впадения р. Снов.

Pazynych V. Oster-river valley as way for Desna-river big flooding. Investigations of the Oster-valley downstream from Kozelets-town indicated The traces of strong flooding that taken place 3 Ky. BP. Its reason was water escaping from Desna-river after the ice-jam blocked valley near the Snow-river inflow.

**ВНЕСОК Л.Г.ДАНИЛОВА У РОЗВИТОК МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ
ДОСЛІДЖЕНЬ НА ПОДІЛЛІ В 20-Х РОКАХ ХХ СТ.**

Ключові слова: метеорологія, клімат, синоптична метеорологія, довгострокові прогнози погоди, Поділля, посуха, атмосферний тиск, ізобари, вітер.

Постановка проблеми. З постанням державної незалежності України процеси дослідження історії української науки помітно активізувалися. Кожна з галузей науки характеризується своїми специфічними особливостями розвитку. З метою раціоналізації організації сучасної науки, її розвитку в майбутньому варто переосмислити й усвідомити досвід її становлення і розвитку в часовому та просторовому аспектах. В.І. Вернадський був переконаний, що історія науки необхідна для розуміння “витоків і суті” сучасного наукового світогляду. Вивчення минулого для правильної оцінки сучасного і передбачення майбутнього, в цьому, на думку вченого, є основний зміст і значення історико-наукових досліджень. В.І.Вернадський неодноразово підкреслював, що лише з допомогою історії науки, пізнання її генезису, можна глибоко і повно “відтворити історичну перспективу” і осмислити “реальне значення” всієї системи наукових уявлень та ідей. Вивчення і врахування історичного досвіду – необхідний етап руху наукової думки у її поступальному розвитку. Вчений завжди враховував загальний рівень розвитку науки. “В історії науки поступ її сучасного розвитку, – зазначав В. І. Вернадський, – примушує бачити в її минулому те, про що і не здогадувалися колишні дослідники” [1].

Сучасні дослідники вважають 20-ті – 30-ті роки ХХ ст. періодом розквіту галузевих природничих досліджень. В цей час активно працюють науково-дослідні кафедри в системі Всеукраїнської Академії наук, відкриваються природничі кафедри у вищих навчальних закладах, засновуються наукові товариства, науково-дослідні інститути та обсерваторії. Широкий розмах галузевих природничих досліджень знайшов своє відображення в узагальнюючих працях з геології, геоморфології, ґрунтознавства, метеорології, кліматології, гідрології, геоботаніки, зоогеографії та ін. На Поділлі вагомий внесок у розвиток метеорологічних досліджень зробив професор Л.Г.Данилов, який упродовж 20-х років ХХ століття жив і працював у Вінниці. Завдяки його зусиллям Вінниця в 20-х роках минулого століття стає центром складання довгострокових прогнозів погоди. Незважаючи на це, діяльності Л.Г.Данилова на Поділлі до цього часу не приділено належної уваги в працях географів.

Зв'язок теми з науковими чи практичними завданнями. Тема статті тісно пов'язана з науково-дослідною роботою, що проводиться на кафедрі фізичної географії Вінницького державного педагогічного

університету імені Михайла Коцюбинського "Історія географічних досліджень в Україні".

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Інтерес до історичної спадщини географічної науки значно зріс після здобуття Україною державної незалежності. Упродовж 90-х років ХХ ст. побачили світ оригінальні праці О.І.Шаблія, В.М.Пашенка, Я.І.Жупанського та ін., проведені перші конференції, присвячені історії розвитку географії в Україні. Значно менше уваги приділено історії розвитку природничих досліджень окремих регіонів України. Не є винятком і територія Поділля.

Упродовж 90-х років ХХ ст. історію метеорологічних досліджень на Поділлі, життєвий та творчий шлях видатного метеоролога Л.Г.Данилова вивчав доцент Вінницького державного педагогічного університету І.М.Півошенко [8]. Особливу увагу автор звернув на внесок Л.Г.Данилова у розвиток синоптичної метеорології, розглянув діяльність вченого на посаді голови Подільського відділу Укрмету, проаналізував науковий доробок вченого, присвячений розробці довгострокових прогнозів погоди. У 2003 році біографію та наукову діяльність Л.Г.Данилова розглянув відомий краєзнавець М.Ю. Костриця [7]. У 2006 році виходить праця вінницького краєзнавця С.Д. Гальчака "Поділля: природа, людина-еволюція, історичний розвиток", в якій автором коротко охарактеризовані основні етапи наукової діяльності Л.Г. Данилова [3]. Разом з тим, малодослідженим на сьогодні залишається етап наукової діяльності вченого, пов'язаний з його перебуванням у Вінниці (1921-1927 рр.). Майже повністю відсутні публікації, присвячені внеску Л.Г.Данилова у вивчення клімату Поділля.

Мета і завдання дослідження. Метою цієї статті є з'ясування ролі та місця Л.Г.Данилова у розвитку метеорологічних досліджень на Поділлі в 20-х роках ХХ ст. Досягнення поставленої мети потребує вирішення таких завдань : на основі аналізу літературних джерел оцінити внесок Л.Г.Данилова у вивчення клімату Поділля, проаналізувати наукову спадщину вченого, з'ясувати невідомі сторінки життя та наукової діяльності Л.Г.Данилова на Поділлі, показати значення праць вченого для подальшого розвитку метеорологічних досліджень краю.

Виклад основного матеріалу. У 20-х роках ХХ століття, в епоху так званого "українського ренесансу", краєзнавчий рух набув всенародного визнання, став важливим чинником державотворення. На всіх рівнях відбувалося активне дослідження історії, природи, економіки, культури. Не було виключенням й Поділля. Яскраву сторінку в дослідження краю вписав Кабінет виучування Поділля, який був відкритий у 1924 році у Вінниці за ініціативою А.І.Ярошевича та В.Д.Отамановського. Одним з найактивніших діячів Кабінету виучування Поділля був метеоролог, піонер синоптичної служби в Україні, професор Л.Г.Данилов (1874-1928) [7].

Леонід Григорович Данилов народився 14 (26) грудня 1874 року в Оренбурзі. У 1895 році закінчив фізичний факультет Казанського університету. З липня 1896 року Л.Г.Данилов обіймав посаду лаборанта магнітно-метеорологічної обсерваторії при університеті. У 1898 році

молодий вчений успішно склав магістерські іспити з фізичної географії і згодом його було зараховано приват-доцентом на кафедрі фізики і фізичної географії Казанського університету. Ще через рік Л.Г.Данилов прийняв запрошення професора О.В.Клосовського, який очолював метеорологічну обсерваторію при Новоросійському (Одеському) університеті, переїхати в Україну. У 1899 році дослідника було прийнято на посаду приват-доцента університету, де йому доручили читати курс фізичної географії, а згодом кліматології та динамічної метеорології [8]. Під час роботи в університеті Л.Г.Данилов підготував до друку першу свою велику працю “О центрах действия атмосферы” (1902).

Одночасно з викладацькою роботою в університеті Л.Г.Данилов працює штатним спостерігачем Метеорологічної обсерваторії під керівництвом О.В.Клосовського. У 1902 році вчений видає фундаментальну монографію, що присвячена закономірностям кліматичних аномалій позатропічних областей Старого Світу. Через декілька років виходить ще одна важлива праця Л.Г.Данилова, в якій мова йшла про передбачення погоди для потреб Чорноморського узбережжя [7].

У 1906 році Л.Г.Данилов повертається в Казань, де працює консультантом-гідрологом при Казанській комісії шляхів, досліджуючи гідрологічний режим Волги та її приток. На цій посаді вчений проявив себе з найкращого боку, отримавши запрошення на службу залізниць у Петербурзі. Тут, окрім основної службової діяльності, він багато часу віддає громадським справам. Упродовж 1910-1912 років редагує метеорологічний відділ журналу “Водные пути и шоссейные дороги”, а з 1913 року керує відділом повідомлень про погоду в “Метеорологическом вестнике”, регулярно виступає на сторінках цих часописів з науковими статтями і повідомленнями.

Під впливом відомих російських метеорологів М.А.Риканова і Б.І.Срезневського цілеспрямована науково-дослідна діяльність вченого привела його до захоплення новим на той час напрямом – синоптичною метеорологією. Основні положення синоптики, як наукової дисципліни, Л.Г.Данилов виклав у праці “Осенние волны холода в Европе по наблюдениям 1901-1906 гг.”. Основні постулати цієї праці згодом були більш повно розглянуті у капітальній аналогічній праці “Хвилі погоди”, що побачила світ у 1925 році в Києві [8].

У 1915 році Л.Г.Данилов у зв'язку зі станом здоров'я повертається в Україну. З 1916 року він спочатку завідує метеорологічним відділом Плотнянської сільськогосподарської дослідної станції, з 1918 року – Агрометеорологічним бюро Подільського губернського земства, а з 1920 року працює метеорологом Одеського губернського земського відділу [7]. Перебуваючи в Одесі, Л.Г.Данилов приступає до практичної реалізації своїх досліджень, обґрунтовує перші довготермінові прогнози погоди, спочатку на 1-2 тижні вперед, а згодом і на місяць [10]. Пізніше ці прогнози регулярно друкувалися в “Декадному бюлетені Укрмету”. В цей час з-під пера вченого виходить низка наукових статей з сільськогосподарської

метеорології, в яких автор подає практичні рекомендації щодо використання довгострокових прогнозів погоди, зокрема для передбачення весняних та осінніх заморозків тощо.

Швидкий розвиток метеорологічних спостережень на Поділлі розпочався після того, як Рада Народних Комісарів 19 листопада 1921 року прийняла рішення про створення Української метеорологічної служби.

Восени 1922 року у Вінниці був відкритий Подільський відділ Української метеорологічної служби. Очолив його професор Л.Г.Данилов (1874-1928), який ще з 1918 року згідно з розпорядженням Подільського земства здійснював керівництво агрометеорологічним бюро. З 1921 року вчений жив та працював у Вінниці. Упродовж 1921-1923 років Л.Г.Данилов завідував службою погоди Подільського відділу Сільськогосподарського наукового комітету України, а в 1923-1925 роках був головою цього відділу [9].

Завдяки зусиллям Л.Г.Данилова було відновлено роботу пошкодженої в часи громадянської війни метеорологічної мережі Поділля, налагоджено складання і систематичне друкування метеорологічних оглядів, сезонних аналізів синоптичних умов, за розробленою вченим методикою склалися перші довгострокові прогнози погоди для Поділля та посушливих регіонів України. Місто Вінниця стало одним із небагатьох в Україні, де був сформований прогнозувальний центр [8]. Очолюваний Л.Г.Даниловим Подільський відділ Укрмету здійснював керівництво мережею метеорологічних станцій Поділля, кількість яких завдяки зусиллям вченого зросла у 1926 році до 70. Л.Г.Данилов сприяв розвитку матеріально-технічної бази метеорологічних станцій Поділля. Скрутне матеріальне становище Укрмету не дозволяло в повній мірі забезпечити метеорологічні станції необхідним приладдям. Тому вчений звертався до громадян та установ з проханням повернути прилади, що раніше належали метеорологічним станціям.

Незважаючи на велике службове навантаження Л.Г.Данилов не полишає наукової праці. На основі методів відомого російського вченого Б.П.Мультановського він шукає власних шляхів у передбаченні погоди на тривалий термін. У січні 1922 року була надрукована стаття Л.Г.Данилова “До питання про засухи на Правобережній Україні”. В ній вперше доведено, що коливання Гольфстріму відносно берегів Європи і Північної Америки визначають надлишок або нестачу атмосферного тепла та вологи над територією України. В цій же праці дається прогноз погоди для Поділля на весну та літо 1922 року, який згодом цілком підтвердився [8].

У 1923 році в “Бюллетене Губернского статистического бюро Подолии” Л.Г.Данилов публікує статтю “К статистике градобитий”, в якій стверджує, що територія Поділля розташована в районі так званої зливної смуги Східної Європи і поруч з територіями Київської, Полтавської та Харківської губерній є ареною відносно частого випадіння граду та злив.

Взимку 1923-1924 року в Україні було дуже багато снігу і весною 1924 року виникла небезпека великої повені. Л.Г.Данилов на основі власних

розрахунків довів, що ця повинь не буде катастрофічною, а також передбачив вірогідність посухи, яка восени 1924 року та навесні 1925 року може охопити Поділля. Прогнозуючи, що стійка посуха призведе до мізерних врожаїв в Україні, він писав: "...Було б доцільним просити у Центра вжити рішучих заходів і припинити вивіз зерна з Поділля...". Прогнози вченого цілком підтвердились [3].

В місцевих газетах "Червоний край", "Вісті", "Рабоче-крестьянская газета" Л.Г.Данилов регулярно друкує огляди погоди, дає рекомендації селянам щодо проведення тих чи інших сільськогосподарських робіт, розглядає питання господарського розвитку краю.

У квітні 1924 року професор Л.Г.Данилов увійшов до колегії наукових консультантів Кабінету виучування Поділля, одразу став одним з найактивніших його діячів. Вивчаючи клімат Поділля Л.Г.Данилов поступово знайомив з результатами своїх студій колег-науковців і зацікавлену громадськість : друкував статті у місцевій пресі, читав реферати та лекції. Підсумком копіткої праці вченого стала книга "Клімат Поділля" видана Кабінетом як перший випуск "Енциклопедії Поділлєзнавства". На підставі дуже розрізнених даних спостережень місцевих метеорологічних станцій та за літературними джерелами Л.Г.Данилов дав загальну характеристику клімату Поділля [9]. В роботі він хронологічно описує історію метеорологічних спостережень на Поділлі, характеризує розподіл температури, опадів, хмарності, атмосферного тиску, вітрів на теренах Поділля, виділяє кліматичні райони губернії, показує значення прогнозу для господарських потреб. В цій праці Л.Г.Данилов стверджує, що через територію Поділля проходить головна "вітророзподільна" лінія всього суходолу північної півкулі, яка простягається в межах регіону від Могилів-Подільського до Гайсина. На північ від цієї лінії переважає вплив вологих атлантичних повітряних мас із заходу та півдня, а на південь – сухих континентальних зі сходу. Крім того, проходження цієї лінії через територію Поділля зумовлює, на думку вченого, утворення місцевих циклонів і відповідно збільшення кількості опадів. Така особливість циркуляції призводить до того, що для території Поділля, особливо її північної та східної частини, характерна значна хмарність й найбільша в Україні кількість атмосферних опадів, а також нижча, ніж в сусідніх регіонах, середньорічна температура повітря. За результатами аналізу розподілу основних кліматичних показників Л.Г.Данилов виділяє на теренах Поділля чотири кліматичні райони : північно-наддністрянський, південно-наддністрянський, північно-надбузький та південно-надбузький. Райони, що обіймають територію Придністров'я мають значно тепліший клімат. Визначну роль у формуванні таких кліматичних відмін, на думку вченого, відіграє вододіл Південного Бугу та Дністра, який є перепорою для поширення у Придністров'я холодних північно-східних вітрів. Для північно-наддністрянського району характерний м'який вологий клімат з теплою зимою, майже повною відсутністю посух, тоді як південно-наддністрянський район такий же теплий, але більш посушливий. Для

південно-надбузького району властиві висока амплітуда температур упродовж року та недостатня зволоженість, в той час як північно-надбузький район відрізняється великою кількістю опадів, значною хмарністю та зниженими температурними показниками, чим, на думку Л.Г.Данилова, нагадує клімат центральних регіонів європейської частини Росії [3]. На думку автора, недоліком цієї праці є те, що в ній використано досить мало цифрового матеріалу. Це пов'язано з незадовільним станом метеорологічної мережі Поділля внаслідок громадянської війни. Книгу Л.Г.Данилова, разом з іншими виданнями Кабінету виучування Поділля, було рекомендовано як підручник з краєзнавства для навчальних закладів регіону [7]. Цю розвідку вченого у 1924 році було відзначено також премією ВУКСу. Негативною рисою цієї праці є те, що вона не має жодної карти. Не всі положення, викладені автором, пройшли перевірку часом, але незважаючи на це, праця не втратила свого пізнавального значення і тепер.

Про розвиток метеорологічної сітки та метеорологічних досліджень в губернії Л.Г.Данилов склав у січні 1924 року доповідну записку, яка збереглася у державному архіві Вінницької області. Упродовж 1924-1925 років огляди синоптичної ситуації, прогнози погоди вчений друкує в "Бюлетені Подільського відділу Укрмету", а в наступні роки також "Декадному" та "Інформаційному" бюлетенях Укрмету.

У 1925 році виходить ще одна праця Л.Г.Данилова "Хвилі погоди : новий метод синоптичного аналізу", в якій автор виклав сутність свого методу довгострокових прогнозів. Одним із завдань цієї праці було перевірити придатність в умовах СРСР методу прогнозування погоди, який був розроблений американським метеорологом Клейтоном у 1907 році. Цей метод загалом зводиться до вивчення періодичності в коливаннях атмосферного тиску, які спостерігаються на картах ізобар та ізалобар. Використовуючи метод згладжування, на основі аналізу матеріалів метеорологічних спостережень, він зазначав, що над Україною відбуваються коливання атмосферного тиску з періодами в 5 і 11-13 днів. Міркуючи над даними спостережень метеорологічних станцій Кам'янця-Подільського, Вінниці та Немирова за період 1909-1923 рр., Л.Г.Данилов прийшов до висновку, що існують баричні хвилі місячного циклу. Існування таких хвиль погоди підтвердив професор Московського Бюро Погоди Н.С.Кондратьєв, який йшов у своїх дослідженнях іншим шляхом. Лише складність і громіздкість обчислень, яких вимагав метод Л.Г.Данилова, не сприяв його поширенню в майбутньому [8, с. 57]. Л.Г.Данилов підтвердив висновок Клейтона про повільне поширення хвиль з більш тривалим періодом. На відміну від висновків Клейтона, з'ясувалося, що на території Європи такі хвилі рухаються не тільки із заходу на схід, але й зі сходу на захід. Далі автор прийшов до висновку, що крім вже відомих центрів дії атмосфери, існують також інші нерегулярні джерела пульсації тиску. Від цих джерел радіально поширюються у всіх напрямках хвилі тиску. Л.Г.Данилов вважав, що цей метод передбачення погоди дозволяє не тільки покращити якість прогнозу, але і значно подовжити його термін [10, с.277]. Висновки автора

становлять інтерес і для сучасних метеорологів та кліматологів. Цю працю вчений надіслав у Харків на конкурс наукових праць і в 1927 році отримав від Укрнауки премію. В наступні роки дослідник продовжує працювати над поглибленням свого нового методу прогнозування погоди. Таким чином, завдяки Л.Г.Данилову Вінниця стає центром складання довгострокових прогнозів погоди.

У 1925 році на першій українській геофізичній нараді, організованій Укрметом у Києві, Л.Г.Данилов доповів про розроблений ним новий метод довгострокових прогнозів погоди. Доповідь здобула високу оцінку провідних європейських метеорологів [8].

У 1926 році Л.Г.Даниловим була підготовлена до друку ще одна цінна праця “Клімат Південного Поділля” (395 стор., близько 100 таблиць), яка була написана на основі матеріалів, зібраних автором упродовж 1916-1918 років під час роботи на Плотнянській сільськогосподарській дослідній станції. У 1927 році вчений з урахуванням найновіших даних закінчив роботу над другим виданням праці “Хвилі погоди”. Рукописи цих монографій вчений надіслав до Укрмету для друку. Але через нестачу коштів вони так і не побачили світ.

У 1926 році актив Кабінету виучування Поділля створив плакат “Опис Вінницької округи”, високо поцінований громадськістю. У 17-ти пунктах цієї праці стисло і схематично міститься інформація про географічне положення, рельєф, клімат, водні ресурси, корисні копалини, рослинний і тваринний світ, ландшафти Вінниччини. Короткий нарис про клімат Поділля написав для цього плакату Л.Г.Данилов. В ньому вчений охарактеризував розподіл на теренах округи температури, опадів, вітрів, хмарності. Для Вінниччини, на думку Л.Г.Данилова, характерна найбільша в Україні хмарність. За кліматичними відмінностями він поділяє Вінницький округ на північну та південну частини. У північній частині округу переважають вологі західні вітри, тоді як у південній - сухі вітри східних та південно-східних напрямків. В околицях Вінниці та Хмільника, на думку Л.Г.Данилова, випадає найбільша кількість опадів в Україні.

У 1927 році виходить нова праця Л.Г.Данилова “Досягнення світової науки в справі передбачення погоди”, в якій популярно розглядаються розробки із завбачення погоди відомих в той час як вітчизняних так зарубіжних науковців. Зокрема, згадується метод ізалобар Екгольма, подано основні риси теорії полярного фронту Б'єркнеса та ін. [8].

В період керівництва Л.Г.Даниловим Подільського відділу Укрмету покращилось гідрометеорологічне забезпечення сільського господарства Поділля. На метеорологічних станціях були організовані фенологічні спостереження, вимірялись опади, визначалась вологість ґрунту на колгоспних полях, визначались умови зимівлі озимих. Дані метеорологічних спостережень систематично друкувались в “Декадному бюлетені Укрмету”. У 1930 році на Поділлі вели спостереження 57 дощомірних станцій III розряду, за даними яких можна було судити про розподіл опадів на досліджуваній території [9, с.12].

Наукова та видавнича діяльність принесла Л.Г.Данилову світове визнання і шану, за сукупністю наукових праць йому присвоїли звання професора. Він був обраний дійсним членом Російського географічного, Австрійського та Французького метеорологічних товариств, науковим консультантом Кабінету виучування Поділля, членом Науково-консультативної ради Наркомзему України [7, с. 320].

У березні 1928 року на запрошення Наркомзему України професор Л.Г.Данилов переїхав до Києва, для роботи у Бюро довгострокових прогнозів погоди при Укрметі, яке було організовано за його участю у 1927 році. Воно не лише вивчало і прогнозувало показники погоди, але й готувало нових фахівців у цій важливій галузі метеорології. Прогнози погоди, які складав упродовж 1928 року Л.Г.Данилов (в той час використовувався метод ізобаричної синоптики) принесло Бюро довгострокових прогнозів погоди широке визнання. В цей період дослідник зацікавився впливом сонячної активності на погоду нашої планети. Цього ж року виходить остання праця вченого “Сонячна діяльність та багаторічні цикли погоди”, в якій розкривається вплив сонячної енергії на багаторічні цикли погоди, яка мала започаткувати новий напрям у галузі синоптичних досліджень. В цій праці Л.Г.Данилов встановив залежність багаторічних коливань клімату від періодичних змін сонячної діяльності, обумовленої наявністю та розташуванням на сонці плям, факелів, протуберанців [6, с. 143]. У вересні 1928 року вчений входив до складу комісії з вивчення хмар, що була створена при Укрметі. Основним завданням комісії було розробити докладну класифікацію хмар, визначити висоту їх формування, дослідити місця формування динамічних хмар. Діяльність Л.Г.Данилова справила прогресивний вплив на розвиток синоптичної та динамічної метеорології.

Помер професор Л.Г.Данилов 27 листопада 1928 року у Києві, залишивши після себе багату наукову спадщину. Раптова смерть не дала можливості в повній мірі використати на практиці всі ті ідеї, які знаходимо в наукових працях вченого. Але навіть те, що встиг зробити професор Л.Г.Данилов є величезним внеском у розвиток вітчизняної синоптичної метеорології та гідрометеорологічних досліджень на Поділлі.

Висновки. В 20-х роках ХХ ст. галузеві природничі науки в Україні зазнали справжнього ренесансу. Дослідженням клімату Поділля активно займався відомий метеоролог Л.Г.Данилов, який в 20-х роках жив та працював у Вінниці. Завдяки його зусиллям було відновлено роботу пошкодженої під час громадянської війни метеорологічної мережі Поділля. Під час роботи у Вінниці Л.Г.Данилов видає низку наукових праць, в яких вперше дана характеристика кліматичних умов території Поділля, розроблена методика довгострокових прогнозів погоди, запропоновані оригінальні ідеї в галузі синоптичних досліджень. В праці “Клімат Поділля” (1924) Л.Г.Данилов вперше описав кліматичні особливості окремих регіонів Поділля, запропонував схему кліматичного районування краю, зробив огляд синоптичних процесів регіону. В цій праці автором висловлена думка про неоднорідність клімату Поділля. Значна частина наукових праць вченого

носила прикладний характер, що було пов'язано з необхідністю розробки довгострокових прогнозів погоди для потреб сільського господарства. Під час перебування у Вінниці Л.Г.Данилов закінчив роботу над своєю капітальною працею "Хвилі погоди. Новий метод синоптичного аналізу"(1925), в якій виклав суть свого методу довгострокових прогнозів погоди. Ця праця принесла вченому світове визнання. Частина наукових положень та ідей, висловлених Л.Г.Даниловим у своїх працях, не втратила свого наукового і пізнавального значення і зараз. Індивідуальний характер його творчої діяльності призвів до того, що вчений майже не знайшов послідовників.

Перспективи подальших розвідок. Перспективи подальших досліджень наукової спадщини Л.Г.Данилова полягають у розширенні джерельної бази, пошуках в бібліотеках і архівах відповідних документів, в тому числі досі невідомих праць дослідника, удосконаленні методики дослідження наукового доробку вченого, з'ясуванні раніш невідомих сторінок його життя та наукової діяльності.

Література

1. *Абрамов Л. С.* Значение идей В. И. Вернадского для современной географии / Л.С. Абрамов // Известия АН СССР. Серия географическая. – 1988. – № 4. – с. 5–15.
2. *Баженов Л.В.* Поділля в працях дослідників і краєзнавців ХІХ – ХХ ст. / Л.В.Баженов. – Кам'янець-Подільський : Б.в., 1993. – 470 с.
3. *Гальчак С.* Поділля : природа, людина – еволюція, історичний розвиток / Сергій Гальчак. – Кам'янець-Подільський : ПП Мошак М.І., 2006. – 368 с.
4. *Данилов Л.* Клімат Поділля / Леонід Данилов. – Вінниця : Б.в., 1924. – 48 с.
5. *Данилов Л.Г.* Хвилі погоди. Новий метод синоптичного аналізу / Л.Г.Данилов. – К. : Укрмет, 1925. – 212 с.
6. *Данилов Л.* Сонячна діяльність та багатолітні цикли погоди / Л.Данилов // Вісник сільськогосподарської науки та дослідної справи. – 1928. – № 3. – С. 133- 144.
7. *Костриця М.Ю.* Професор Л.Г.Данилов – дослідник Поділля / М.Ю.Костриця // Дунаєвеччина очима дослідників, учасників і свідків історичних подій : Зб. наук. праць. – Кам'янець-Подільський : Абетка-Нова, 2003. – № 3. – с. 318-321.
8. *Півошенко І.М.* Професор Л.Г.Данилов – один з перших синоптиків довгострокових прогнозів погоди / І.М.Півошенко // Українській географічний журнал. – 1997. – № 1. – С. 56-58.
9. *Півошенко І.М.* Клімат Вінницької області / І.М.Півошенко. – Вінниця : Віноблдрукарня, 1997. – 240 с.
10. *Хргиан А.Х.* Очерки развития метеорологии / Александр Христофорович Хргиан. – Л. : Гидрометеиздат, 1948. – 352 с.

Кокус В.В. Внесок Л.Г.Данилова у розвиток метеорологічних досліджень на Поділлі в 20-х роках ХХ ст. У статті на основі аналізу літературних та архівних джерел розглянуто внесок завідувача Подільського відділу Укрмету Л.Г.Данилова у вивчення клімату Поділля в 20-х роках ХХ ст. Особливу увагу звернуто на діяльність вченого у складі Кабінету виучування Поділля, який працював у Вінниці в другій половині 20-х років ХХ століття. Проаналізовано наукові праці та статті Л.Г.Данилова, які були написані під час його роботи у Вінниці.

Кокус В.В. Вклад Л.Г.Данилова в развитие метеорологических исследований на Подолье в 20-х годах ХХ ст. В статье на основе анализа литературных и архивных источников рассмотрен вклад заведующего Подольским отделением Укрмета Л.Г.Данилова в изучение климата Подолья в 20-х годах ХХ ст. Особое внимание обращено на деятельность ученого в составе Кабинета изучения Подолья, который работал в Виннице во второй половине 20-х годов ХХ столетия. Проанализированы

научные работы и статьи Л.Г.Данилова, которые были написаны во время его работы в Виннице.

Kokus V.V. The Contribution of L.G. Danylov to the meteorological investigation development in the territory of Podillia in the twenties of the 20th century. In the article on the basis of the literature and archival data analysis the contribution to the Podillia Climate Study made by L.G. Danylov, the chairman of the Podillia Ukrmet branch, in the twenties of the 20th century has been analysed. Special attention is given to the scientist's activities during his work at the Podillia Study Cabinet existing in Vinnytsia in the second part of the twenties of the last century. The scientific papers and articles written by L.G. Danylov during his work in Vinnytsia have been analysed.

УДК 910.4 (091)

Т.Ю. Холковська

*Вінницький державний
педагогічний університет
імені Михайла Коцюбинського*

КЛІМАТОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПОДІЛЛЯ В ПРАЦЯХ ПОЛЬСЬКИХ ВЧЕНИХ

Ключові слова: кліматологічні дослідження, температурний режим, опади, вітри, пори року, польські вчені, Поділля.

Постановка проблеми. Для розвитку сучасної метеорології та кліматології, визначення тенденцій зміни клімату протягом декількох століть, важливим є його дослідження у минулий час. Кліматичні дослідження у ХІХ столітті не можна назвати постійними чи довготривалими. Проте, у багатьох творах польських вчених, що стосувалися території України (в нашому випадку Поділля), зустрічаються досить повні і чіткі описи клімату того чи іншого району. У таких описах є дані про температурний режим, напрям вітрів, кількість опадів, характерні риси сезонів року на Поділлі. Отже, аналізуючи ці дані можна зробити висновок про головні особливості клімату в нашому регіоні у минулі століття.

Аналіз опублікованої літератури. Аналізуючи опубліковану літературу, можна зазначити, що більшість дослідників звертають увагу на джерела «Архива Юго-Западной России, издаваемого Коммиссиею для разбора древних актов...». Велика кількість джерел цього Архіву належить російським або українським вченим, тому значний пласт досліджень польських науковців залишається поза увагою. Тому, дана стаття покликана збільшити інтерес до кліматологічних досліджень у працях польських вчених.

Постановка завдання. У статті висвітлюється внесок польських вчених у кліматологічні дослідження Поділля, аналізуються матеріали їх творів, заміток, описів.

Результати дослідження. Однією з найвизначніших і найповніших праць польських вчених, в яких були згадки про Поділля є «Словник географічний Королівства Польського та інших країв слов'янських», що

вийшов під редакцією Броніслава Хлебовського та Владислава Валевського [4]. «Словник» має 15 томів. У ньому викладений дослідницький матеріал щодо земель, що у минулому територіально входили до складу Речі Посполитої. Історична територія Поділля зайняла визначне місце на сторінках словника.

Саме у восьмому томі «Словника» охарактеризовано клімат Подільської губернії. Автори зазначають, що клімат регіону є помірним, теплим, таким, що сприяє огородництву та рільництву. Проте, для південного сходу характерними є певні несприятливі явища – там вітри часто приносять шкоду – посухи.

На той час метеорологічні станції були в Сокільці, Тарасовці при фабриках цукру, Кам'янці. Польські вчені використовували дані метеорологічних станцій для кращого опису клімату. Отже, основними характеристиками клімату на Поділлі були такі: зима починається від листопада і триває до березня, іноді буває коротшою. Цікавими є такі факти: морози, як свідчить «Словник», бувають від -15° до -27° , а у 1870 році до -30° . Частими є відлиги. В лютому характерними є сильні вітри і буревії. Весна починається в березні і триває до кінця травня. Може бути суха, а може бути й дощова. Весняні заморозки в квітні нищать фруктовий цвіт на деревах. Сівба настає зі сходженням снігів (“сій в болото, буде злото” – такою примовкою характеризують Б. Хлебовський та В. Валевський особливості посівних робіт на Поділлі). Літо починається наприкінці травня і триває до половини вересня. Температура досягає $+27^{\circ}$ у тіні і до $+35^{\circ}$ на сонці. Жнива починаються наприкінці червня, а на півночі Поділля – пізніше. Осінь буває суха і з доброю погодою. Іноді навіть до середини листопада тепло [4, с. 450].

Характерною ознакою клімату краю є досить значна кількість опадів. За рік випадає 550-600 мм. За порами року: на весні 142 мм, влітку 232мм, восени 116мм, а взимку 78 мм). Тобто, найбагатшим на опади сезоном року є літо.

Узагальнюючи наявні на той час відомості, автори “Словника” виділяють два головних кліматичних типи, що були на Поділлі: височинний та яружний. Височинний виокремлюється досить значними різницями температури зими і літа, яружний – набагато рівніше, м'якше, тепліше. Найбільш м'який і теплий клімат мають південно-західні місцевості Поділля. У “Словнику” підкреслюється відома з давнини цінність цих земель. Автори посилаються на відомого на той час поділезнавця В. Марчинського, який зазначає, що весна в умовах «ярів» починається на тиждень швидше і на тиждень пізніше буває зима. Коли на височині ще не розтанув сніг, в яру вже починають квітнути дерева. Далі краєзнавець зазначає, що в «ярах» є надзвичайно сприятливі умови для культури тонких сортів тютюну, садовини, городини, винограду. [4, с.455]

У “Словнику” зазначається, що на півдні Поділля вирощують кавуни, дині, кукурудзу, виноград, тютюн турецький. Все досягає раніше, ніж на

півночі, чому сприяє теплий, рівний клімат. Середня температура зими – $+0,4^{\circ}$, весни – $+9,2^{\circ}$, літа – $+22,8^{\circ}$, осені – $+6,1^{\circ}$.

Автори “Словника” обґрунтовують чудове життя у Подільському краї тим, що характер клімату здоровий, місцевість припіднята, пагорбкувата, овіяна чистими різнобічними вітрами, ліси розташовані пропорційно, води чисті і здорові.

У іншого польського дослідника *М. Недзвецького* відомості про клімат частини Поділля зустрічаються у творі «*Повіт Підгаєцький під поглядом географічним, статистичним і історичним*», що вийшов у Станіславові у 1896 році [2]. Автор обґрунтовує поділ місцевості Підгаєцького повіту на два типи клімату. Цікавим є те, що дослідник не тільки описує клімат, але і пов’язує з ним типи ґрунту та рослинності.

М. Недзвецький зазначає, що «західний» клімат Підгаєцького повіту є м’яким та здоровим, так як гори і ліси захищають цю його частину від сильних вітрів.

«Східний» же клімат подібний до загальноподільського, що визначає відповідний тип ґрунтів та рослинності. На східних землях поширені чорноземи. На західних землях чорноземи зустрічаються лише місцями, а в основному – це глиниста і піщана земля [2, с. 39].

Важливими для вчених-кліматологів є й відомості *Г. Бельке* щодо клімату у його книзі «*Нарис історії натуральної Кам’янця-Подільського...*» [1]. Цікавим є те, що дослідник характеризував клімат не Поділля загалом, не окремого повіту, а міста – Кам’янця-Подільського. *Г. Бельке* зазначає, що зима у Кам’янці-Подільському нестала, морози і сніги – нетривалі. Проте, іноді морози сягають -27 – $(-30)^{\circ}\text{C}$. Осінь тепла до половини листопада. Буває до $+19^{\circ}\text{C}$ наприкінці жовтня. Весна вітряна, а в останній місяць тепла, як літо. Вчений аналізуючи особливості клімату цієї місцевості зазначає, що гори Товтри і Медобори, що знаходяться на північний схід від Кам’янця-Подільського, відіграють таку ж роль для нього, як Карпати для Закарпаття. У книзі *Г. Бельке* описані також погодні феномени – сильний град у червні і метеор, що впав у 1728 році. [1]

Томаш Свенцький у праці «*Опис старожитньої Польщі*», як і багато інших авторів, що описували Подільський край, зазначає, що коли у інших краях ще лежить сніг, на Поділлі вже квітнуть дерева, раніше досягають фрукти й овочі [5].

Досить повний і достовірний опис клімату представляє у своєму творі «*Повіт Могилівський в губернії Подільській...*» *Владислав Побуг-Гурський* [3]. За його даними весна в повіті починається 20 березня і є нетривалою, так як триває 2 місяці до 20 травня, потому настає літо, що триває близько 3 і 2/3 місяця до 10 вересня. Для повіту Могилівського характерна більш висока температура, ніж для інших районів.

Осінній період триває два з половиною місяці і продовжується до 25 листопада. Характерним для нього є: посушливий вересень і значний спад температури близько половини жовтня. Зима - морозна, панує 4 місяці [3].

Владислав Побуг-Гурський зазначає, що вітри переважають, як і у південно-східній частині краю, північно-західні і західні. Повітря є сухішим, ніж в інших районах, особливо на початку осені.

Сума річних опадів є нижчою за інші райони не лише Поділля, але і Польщі (крім заходу Польщі і півночі). В Могилівському повіті і кількість днів з опадами є найменшою поміж інших районів. Попри те, опади часто є раптовими. Загалом, найсухіший період характерний для липня. В червні ж і у серпні досягається процентний максимум опадів. Кінець літа і початок осені сухий, а дощі найчастіше випадають з другої половини вересня, а потім в другій половині жовтня [3, с.15].

Автор «Повіту Могилівського в губернії Подільській...» пише, що клімат місцевості такий, що огородництво і рільництво мають його враховувати. Тож, висаджуються озимі через погоду то рано, то пізно. Посіви весняні люди мусять швидко збирати, так як у той час можливі зливові дощі. Літо ж посушливе, тому для трав не дуже сприятливе. Єдине, що розвивається без проблем – це злакові.

В. Побуг-Гурський поділяє давню Польщу з погляду кліматичного (температури, опадів, напрямку вітрів) на 9 зон або смуг: 1. Центральна (Варшава), 2. Західна (Познань), 3. Південно-Західна (Краків), 4. Смуга низовин Сану і Бугу (Пилява), 5. Смуга поріччя Вісли і Дністра (Львів і Тернопіль), 6. Південно-Східна (Городище), 7. Смуга Дніпровська (Пінськ), 8. Смуга північна (Вільно), 9. Смуга Карпатська. Опираючись на думку автора можемо вказати, що повіт Могилівський, якщо розглянути всі його кліматичні характеристики, входить до п'ятої і шостої смуг. Більша його частина входить до шостої смуги [3, с.15].

Висновки. Польські вчені у своїх працях накопичили значний фактичний матеріал щодо кліматичних особливостей Поділля, окремих його повітів та міст. Їх твори є важливим джерелом знань про клімат, стан кліматичних та метеорологічних досліджень у XIX та на початку XX століття. Праці польських дослідників потребують подальшого вивчення, дослідження та аналізу.

Література

1. *Belke G.* Rys historyi naturalnej Kamieńca Podolskiego, poprzedzony krótką wiadomością o pracach uchonych w przedmiotach geologii, paleontologii, botaniki i zoologii, w Polsce w XIX wieku. – Warszawa, 1859. – 114s. 2. *Niedzwiecki M.* Powiat Podhajecki pod względem geograficznym, statystycznym i historycznym. – Stanisławow, 1896. – 192s. 3. *Powiat Mohylowski w gubernii Podolskiej. Opis geograficzno-historyczny wszystkich miast, miasteczek, wsi, przysiołków, futorów.* – Władysław Pobóg-Górski. – Kraków, Czasu, 1902. – 347 s. 4. *Słownik geograficzny królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich* /Pod redakcją B. Chlebowskiego i W. Walewskiego. t.8. – Warszawa: Wieku, 1887. – s.443-460. 5. *Święcki T.* Opis starożytnej Polski. T.2. - Warszawa, Druk. Piarów, 1828. – 385 s.

Холковська Т.Ю. Кліматологічні дослідження Поділля в працях польських вчених. У статті розглядаються основні кліматичні особливості Поділля (температурний режим, опади, вітри), залежність ведення сільського господарства різних районів від клімату у працях польських вчених XIX – початку XX століття.

Холковская Т.Ю. Климатологические исследования Подолья в трудах польских ученых. В статье рассматриваются основные климатические особенности Подолья (температурный режим, осадки, ветра), зависимость ведения сельского хозяйства разных районов от климата в трудах польских ученых XIX – началу XX .

Kholkovska T. Climatic researches of Padilla in polish scientists' proceedings. The article deals with the main features of Podillya's climate (its temperature rate, atmospheric precipitates, winds), as well as various regions agriculture dependence on their climate in Polish scientists' proceedings.

УДК 511.4

Т.М. Лаврук

*Київський національний університет
імені Тараса Шевченка*

ОСОБЛИВОСТІ ФАКТУРНОЇ БУДОВИ ВЕРХНЬО-ДНІСТЕРСЬКОЇ МЦТ

Ключові слова: морфологічний аналіз, латеральна організація, морфоструктура центрального типу.

Актуальність. Морфологічний аналіз латеральної організації земної поверхні відкриває нові можливості геоморфологічних досліджень. Базуючись на уявленнях про глобальну просторову ієрархію морфоструктур центрального типу (МЦТ), можна побудувати морфоструктурну модель будь-якого регіону, що відобразить його геолого-геоморфологічні особливості. Слід відзначити, що у цьому напрямку чимало вже зроблено. Прикладом може слугувати планетарна модель та загальна класифікація структур центрального типу Землі розроблені колективом геологів та геоморфологів під керівництвом Г.І. Худякова (Худяков Г.І, 1983; Гаврилов А.А., 2002).

В Україні також проведена систематика та класифікація МЦТ території України, розроблено комплексну методику виявлення та вивчення МЦТ різного типу і рангу (Бортник С.Ю., Тимофєєв В.М., Ковтонюк О.В. та ін, 1992, 2002, 2004, 2007, 2008). Актуальним залишається подальше вивчення складних інтерферуючих систем МЦТ в різних регіонах нашої країни.

Мета. В рамках даної статті пропонуємо розглянути особливості морфологічної організації земної поверхні в межах Верхньо-Дністерської МЦТ. З цією метою дослідимо її фактурну будову.

Виклад основного матеріалу. Морфоструктурний аналіз дозволив по-новому поглянути на геоморфологічну будову Українських Карпат. За матеріалами космічних зйомок та різномасштабними оглядовими топокартами встановлено, що Карпатський регіон знаходиться в сфері впливу просторового ряду морфоструктур центрального типу – глобальних Середземноморської та Євразійської, трансконтинентальних Східно-Європейської та Карпатської, трансрегіональної Нижньо-Дунайської. Розвиваючись в протилежних режимах, вони мають спільне поле дії, задаючи

напряму розвитку регіональних структур, які охоплюють не тільки складчасті Карпати, але й прилеглі території Передкарпатського крайового, Закарпатського внутрішнього прогинів та Східно-Європейської платформи.

Середньо-Дністерська та Верхньо-Дністерська МЦТ виділені Бортником С.Ю. (2002). Характерною особливістю цих морфоструктур є їх складна фактурна будова. Адже вони організують геолого-геоморфологічний простір, цілком різномірний за своїм генезисом, морфологією, історією розвитку, складом гірських порід.

Верхньо-Дністерська МЦТ оконтурює верхню частину сточища Дністра, включає увесь гірський масив Українських Карпат, Передкарпатський прогин, долину Дністра та суміжні ділянки Східноєвропейської платформи, аж до Вороняк та Подільських Товтр. Вона має радіус 135 км., чітко виражена в рельєфі земної поверхні. На північному заході зовнішній контур морфоструктури проходить через головний Європейський вододіл (дуга м. Хирів – Розточчя), відтак її природні межі підкреслюються долинами всіх приток Дністра від витоків до р. Збруч, а також долинами рік південно-західного макросхилу Карпат. В діагональному напрямку морфоструктуру перетинає тектонічний уступ, що розмежовує Карпати та Передкарпаття і ділить Верхньодністровську МЦТ на дві протилежні за геолого-геоморфологічною будовою частини: північно-східна передгірська об'єднує Верхньодністровську улоговину на північному заході, Подільську та Передкарпатську височини на північному сході, долину Дністра з численними притоками, а південно-західна частина включає Карпатську складчасту область і, частково, Закарпатську низовину та Верхньотисинську улоговину. Верхньо-Дністерська морфоструктура має декілька центрів і відзначається надзвичайно складною фактурною будовою. В центральній її частині розташована Горганська МЦТ. Найяскравіше проявляється ядро радіусом 44 км, оконтурене в рельєфі долинами рік Свіча та Бистриця Надвірнянська. За характером малюнку лівих приток Дністра чітко виділяються МЦТ Бескид, Горганська та Покутсько-Буковинська МЦТ, які інтерферують між собою і в свою чергу, складаються з різних комбінацій морфоструктур нижчого рангу.

Важливим доказом генетичної та морфологічної цілісності даної морфоструктури є організація нею домінуючих морфологічних елементів земної поверхні діагонального напрямку (північно-західного–південно-східного простягання). Цьому напрямку підпорядковані основні морфологічні одиниці в її межах – Українські Карпати та долина Дністра. За межами МЦТ вони змінюють напрям свого простягання. Цікаво, що як правило, головні карпатські поздовжні хребти виступають діаметрами морфоструктур центрального типу. Так, наприклад, до зовнішнього концентру Східно-Європейської МЦТ приурочений цілий ланцюг локальних морфоструктур. Фактично, усі гірські хребти Українських Карпат розташовані в інтерференційній лінзі, утвореній зовнішніми дугами Карпатської та Східно-Європейської МЦТ. Причому, спостерігається чітка орієнтація вигинів вододілів і річкових долин або на північний схід

(відповідно до Карпатської дуги), або на південний захід (відповідно до зовнішнього контуру Східно-Європейської МЦТ).

Найбільшими дуговими фрагментами, що формують контури окремих концентрів Верхньо-Дністерської МЦТ, є долина Серету на північному сході, Тиси – на південному заході. Решта контурів фрагментарні, складені відносно невеликими дуговими участками річкових долин та інших морфологічних елементів земної поверхні.

До особливостей фактурної будови Верхньо-Дністерської МЦТ слід віднести її дисиметричність та наявність сателітних МЦТ. Останні практично відсутні в північно-східній частині контуру. Її можна віднести до порівняно молодих морфоструктур, про що свідчить оконтурення нею різко антиподальних за морфологією та генезисом геоморфологічних одиниць.

Висновки. Таким чином, проведений морфоструктурний аналіз дозволяє по-новому уявляти морфологічну будову досліджуваної території, та й Карпатського масиву в цілому. Такий підхід, на нашу думку, дає змогу прослідкувати тісний взаємозв'язок між власне гірськими геолого-геоморфологічними структурами та подібними утвореннями по обидва боки Карпатської дуги.

Література

1. Бортник С.Ю. Морфоструктури центрального типу території України: просторово-часовий аналіз : дис. доктора географ. наук: 11.00.04 / Бортник С.Ю. – К., 2002. – 40 с. 2. Гаврилов А.А. Классификация структур центрального типа Земли. I. Планетарная модель СЦТ конструктивной направленности тектогенеза / А.А. Гаврилов. – Владивосток, 2002. – 21 с. 3. Худяков Г.И. О содержании понятия «геолого-геоморфологический комплекс» (к созданию классификации геоморфологических структур) / Г.И. Худяков, Г.В. Ежов, А.А. Ищенко. – Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1983. – 134 с.

Лаврук Т.М. Особливості фактурної будови Верхньо-Дністерської МЦТ. В статті розглядаються особливості морфологічної організації земної поверхності в межах Верхньодністровської морфоструктури центрального типу. Приводиться детальна характеристика фактурного строення даної МЦТ. Побудована нова морфоструктурна модель дозволяє прослідкувати взаємозв'язок між морфоструктурою горного масиву Карпат і прилеглих до нього територій.

Лаврук Т.М. Особливості фактурного строення Верхньодністровської МЦТ. В статті розглядаються особливості морфологічної організації земної поверхності в межах Верхньодністровської морфоструктури центрального типу. Приводиться детальна характеристика фактурного строення даної МЦТ. Побудована нова морфоструктурна модель дозволяє прослідкувати взаємозв'язок між морфоструктурою горного масиву Карпат і прилеглих до нього територій.

Lavruk T.M. Specific features of Upper Dnister MCT. The article covers the particularities of the Earth surface within the Upper Dnister central type morphostructure describing detailed structure characteristics of this region. The developed morphostructure model allows tracking relationships between the morphostructure of the Carpathian region and adjacent territories.

ПОРЯДОК ПОДАННЯ ТА ОФОРМЛЕННЯ СТАТЕЙ ДО МІЖВІДОМЧОГО ЗБІРНИКА НАУКОВИХ ПРАЦЬ “ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЯ”

Постановою ВАК України від 9 червня 1999 року міжвідомчий збірник наукових праць “ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЯ” внесено до переліку фахових періодичних наукових видань за спеціальностями “географічні науки” (“Бюлетень ВАК України”, № 4 за 1999 р.).

Статті до збірника, обсягом ДО 10 (десяти) сторінок подаються до редколегії на електронних носіях (включаючи ілюстративний матеріал), а також у роздрукованому вигляді у 2-х примірниках (для рецензування).

Редакційна колегія просить звернути увагу авторів на «Правила оформлення статей», викладених у Постанові ВАК України “Про підвищення вимог до фахових видань, внесених до переліків ВАК України» (№ 7-05/1 від 15 січня 2003 р.).

Текст має бути набраний у WORD 2000/03/07, шрифт *Times New Roman*, шрифт 14, інтервал 1,0; абзацний відступ 1,27 см.

Ліворуч вказується:

- на першому рядку – УДК,
- на другому – ініціали та прізвище автора (*курсив напівжирний*, кегль 14), науковий ступінь і вчене звання (звичайний стрічний, кегль 11) та повна назва організації (звичайний стрічний, кегль 11).
- назва подається через рядок без переносів (*напівжирний*, прописний, кегль 14)
- останній рядок – ключові слова.

Через рядок розміщують текст статті.

Малюнки і таблиці повинні бути розташовані строго в межах друкованого поля книжкової орієнтації сторінки і супроводжуватися підписами (рисунок) і заголовками (таблиця) (*напівжирний*, кегль 12) і мати посилання на них у тексті.

Крім того, згідно пп. 3 та 4 Постанови:

«3. Редакційним колегіям організувати належне рецензування та ретельний відбір статей до друку. Зобов’язати їх приймати до друку у виданнях, що виходитимуть у 2003 році та у подальші роки, лише наукові статті, які мають такі необхідні елементи:

постановка проблеми у загальному вигляді та її зв’язок із важливими науковими чи практичними завданнями;

аналіз останніх досліджень і публікацій, в яких започатковано розв’язання даної проблеми і на які спирається автор, виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, котрим присвячується означена стаття;

формулювання цілей статті (постановка завдання);

виклад основного матеріалу дослідження з повним обґрунтуванням отриманих наукових результатів;

висновки з даного дослідження і перспективи подальших розвідок у даному напрямку.

4. Спеціалізованим ученим радам при прийомі до захисту дисертаційної роботи *зараховувати статті, подані до друку як фахові лише за умов дотримання вимог до них, викладених у п.3 даної постанови”*

Редакційна колегія збірника пропонує авторам *виділяти рекомендовані Постановою ВАК України елементи статті окремими рубриками (скороченими підзаголовками)*.

Література (назва – через рядок всередині, **напівжирний**, кегль 14); безпосередній перелік джерел – через рядок нижче, кожне джерело з власною нумерацією з абзацу.

До тексту ОБОВ'ЯЗКОВО додаються анотації **українською, англійською та російською** мовами, обсягом не менше 5 рядків.

РЕДКОЛЕГІЯ ЗАЛИШАЄ ЗА СОБОЮ ПРАВО СКОРОЧУВАТИ ТА РЕДАГУВАТИ ПОДАНІ СТАТТІ НА ВЛАСНИЙ РОЗСУД.

ПРЕТЕНЗІЇ НЕ ПРИЙМАЮТЬСЯ.

ДИСКЕТИ ТА РУКОПИСИ НЕ ПОВЕРТАЮТЬСЯ.

Адреса редколегії:

**Київ, МСП-680, проспект Глушкова, 2, географічний факультет,
“Фізична географія та геоморфологія”.**

Телефон/факс: **521-32-28**

Е-mail – dellamontag@ukr.net

Наукове видання

**ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЯ
НАУКОВИЙ ЗБІРНИК**

ВИПУСК 57
Заснований у 1970 р.

Збережено авторський стиль та орфографію

Комп'ютерна верстка – **Є.Цвелих**

Підписано до друку 30.09.2009 р.
Авт. друк. арк. 11,1. Обл.-вид. арк. 11,5.
Формат 60х90/16
Наклад 300 прим. Зам. 01–29



Видавництво географічної літератури “Обрії”
Свідоцтво Держкомінформ України
ДК № 23 від 30.03.2000 р.
Київ, вул. Старокиївська, 10

