



Л.Д. Гончарова

**ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ
ТРОПОСФЕРЫ И
СТРАТОСФЕРЫ
СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ**

Одесса
ТЭС
2014

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ

Одесский государственный экологический университет

Л.Д. Гончарова

**Воздушные течения тропосферы и
стратосферы северного полушария**

Монография

Одесса
ТЭС
2014

ББК 26.23
Г65
УДК 551.513

Печатается по решению Ученого совета Одесского государственного экологического университета (протокол № 8 от 31.10.2013)

Рецензенты:

д.г.н., проф. Светличный А.А.
к.г.н., доц. Сытов В.Н.

Г65 Гончарова Людмила Дмитриевна

Воздушные течения тропосферы и стратосферы северного полушария: Монография./Гончарова Л.Д.; Одесск. гос-ный экол-кий ун-т. – Одесса: ТЭС, 2014. – 298 с.

ISBN 978-617-7054-63-3

В данной монографии представлены результаты подробного комплексного статистического исследования режима плотных слоев атмосферы, базирующегося на данных реанализа и эмпирических данных с широким использованием вероятностных статистических параметров распределения основных климатических характеристик общей циркуляции атмосферы, проводящиеся в Одесском государственном экологическом университете. Представленные в ней результаты, на наш взгляд, окажутся весьма полезными для понимания роли различных воздушных течений в формировании энергетического баланса атмосферы, в задачах численного моделирования ОЦА и для изучения климата свободной атмосферы.

В даній монографії представлені результати докладного комплексного статистичного дослідження режиму густих шарів атмосфери, які базуються на даних реаналізу та емпіричних даних з широким використанням ймовірнісних статистичних параметрів розподілу основних кліматичних характеристик загальної циркуляції атмосфери, що проводяться в Одеському державному екологічному університеті. Представлені в ній результати, на наш погляд, будуть вельми корисними для розуміння ролі різноманітних повітряних течій у формуванні енергетичного балансу атмосфери, в задачах чисельного моделювання ЗЦА и для вивчення клімату вільної атмосфери.

This monograph represents the results of the detailed complex statistical research on regime of the dense atmospheric layers. The research is based on the reanalysis data and empirical data with a wide use of the probable statistical parameters of the main climatic characteristics` distribution of the general atmospheric circulation that are held at the Odessa State Environmental University. In our opinion the results depicted in the monograph will be very useful for understanding both the role of different air currents in the atmosphere energy balance formation and in numerical modeling GCA and Climate of free atmosphere.

ББК 26.23
УДК 551.513

ISBN 978-617-7054-63-3

© Одесский государственный
экологический университет, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Изучение воздушных течений тропосферы и стратосферы Земли является труднейшей и важнейшей проблемой метеорологии. Недостаточность знаний об особенностях циркуляции атмосферы в ее плотных слоях является существенным препятствием для создания теории климата, позволяющей объяснить современное ее состояние и разрабатывать методы климатических прогнозов различной заблаговременности. Известно, что перенос радиационных или фотохимически активных компонентов, осуществляемый общей циркуляцией атмосферы (ОЦА), является основным регулятором связи между деятельностью человека и глобальным климатом. Современное развитие метеорологии уже позволяет изучать процессы поступления тепла в атмосферу и находить температуру воздуха, отправляясь от таких физических констант, как солнечная постоянная, коэффициент поглощения атмосферы, турбулентные перемешивания и т.д. Однако, вследствие сложности проблемы, до сих пор имеются только лишь некоторые попытки применения теории поглощения и рассеяния лучистой энергии в атмосфере для исследования общей циркуляции атмосферы. Технический прогресс и оснащение метеорологии радиотехническими средствами позволили производить непосредственное измерение температуры, давления, ветра и других параметров высоких слоев атмосферы. Непрерывное накопление данных о тропосфере и стратосфере дало возможность многим ученым обобщить эти данные и использовать их для составления долгосрочных прогнозов погоды.

Но несмотря на существенный прогресс в наблюдениях и их обработке все еще невозможно полно описать всю сложность природы различных циркуляционных систем, действующих в атмосфере. Важность решения данной проблемы определяется, прежде всего, необходимостью

разработки надежных методов долгосрочных прогнозов погоды. Поэтому сейчас для службы такого вида прогнозов погоды приобретает большое значение правильный учет климатических характеристик температуры, геопотенциала и составляющих скорости ветра. И каждое научное исследование по изучению их особенностей, а также особенностей общей циркуляции атмосферы приближает нас к познанию факторов формирования глобального и регионального климатов, которые изменчивы как в пространстве, так и во времени.

Численные эксперименты показывают возможность теоретической интерпретации фактических климатических особенностей распределения метеорологических параметров у земли и в свободной атмосфере на основании решения уравнений термогидродинамики. Но для правильной их постановки требуется глубокое изучение реально существующих пространственно-временных связей между метеорологическими величинами, форм преобразования энергии, роли физико-географических факторов климата. Поэтому существенное значение для них имеет развитие работ по климатическому режиму и структуре основных метеорологических величин у земли и в свободной атмосфере.

Предлагаемая вниманию читателей монография обобщает результаты ранее изданных работ, перечень которых дан в списке литературы, развивая и углубляя ряд вопросов, затронутых в них. В ней также широко использованы результаты исследований и зарубежных ученых, опубликованные в различных изданиях. Монография дает наиболее полное представление о многолетнем ветровом режиме свободной атмосферы над северным и южным полушариями до высот 25-30 км (а по отдельным вопросам до 55 км). Полученные результаты в значительной степени уточняют имеющиеся представления о пространственно-временном распределении температуры, геопотенциала и

составляющих скорости ветра в тропо-стратосфере и содержат ряд новых сведений, необходимых для уточнения физической схемы ОЦА.

В данной монографии, состоящей из семи глав, основной формой представления разработанных статистических моделей являются глобальные карты распределения температуры воздуха, геопотенциала, зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в тропосфере и стратосфере северного и южного полушарий. Основные закономерности пространственно-временного распределения давления в плотных слоях атмосферы получены на основе анализа карт барической топографии. Использование достаточно большого количества данных, обработанных за единый наиболее поздний период лет, позволяет считать, что приведенные в данной монографии карты более детально отражают глобальные поля температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра по сравнению с опубликованными картами советских и зарубежных исследователей. Выявленные статистические характеристики помогут определить роль различных систем движения в формировании энергетического баланса атмосферы, а также, как нам кажется, и в задачах численного моделирования общей циркуляции атмосферы.

Предлагаемую монографию можно рассматривать как учебное пособие для высших учебных заведений по изучению особенностей основных воздушных течений общей циркуляции атмосферы, влияющих на формирование и изменение климата Земли. Примененные принципы комплексного статистического исследования и полученные результаты могут быть использованы при определении динамики изменений климата в будущем, а также при разработке физико-статистических моделей метеорологических прогнозов для целей устойчивого развития Украины.

1 КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

1.1 Климат и общая циркуляция атмосферы

Еще во 2-м в. до н.э. древнегреческий астроном Гиппарх условно разделил поверхность Земли параллелями на широтные зоны, отличающиеся по высоте полуденного стояния Солнца в самый длинный день года. Эти зоны были названы климатами (от греч. klima - наклон, первоначально означавшего «наклон солнечных лучей»). Таким образом было выделено пять климатических зон: одна жаркая, две умеренных и две холодных, которые и составили основу географической зональности Земного шара.

Более 2000 лет термин «климат» употреблялся именно в таком смысле. Но после 1450 года, когда португальские мореплаватели пересекли экватор и вернулись на родину, появились новые факты, потребовавшие пересмотра классических воззрений. В числе сведений о мире, приобретенных во время путешествий первооткрывателей, были и климатические характеристики выделенных зон, что позволило расширить сам термин «климат». Климатические зоны уже не были лишь математически рассчитанными по астрономическим данным районами земной поверхности (т.е. жарко и сухо там, где Солнце поднимается высоко, а холодно и сыро там, где оно стоит низко, а потому слабо греет). Было обнаружено, что климатические зоны не просто соответствуют широтным поясам, как это представлялось раньше, а имеют весьма неправильные очертания.

Развитие теории формирования климата потребовало количественного учета взаимодействий процессов в атмосфере, океане, суше и ледяных покровах Земного шара, в связи с чем стало необходимым

введение понятия глобального климата как ансамбля состояний (или режима) метеорологической составляющей системы атмосфера-океан-суша-криосфера, который она проходит за длительное время (не менее нескольких десятилетий) [1].

Статистический ансамбль состояний некоторой системы, в том числе и климатической, за данный промежуток времени может быть определен рядом статистических характеристик. Если при неизменных внешних воздействиях и начальных условиях эти характеристики оказываются существенно различными, представляя разные генеральные совокупности, то такие системы называют интранзитивными в отличие от транзитивных систем, которые при одних и тех же внешних условиях имеют статистически незначимо различающиеся характеристики.

Таким образом, компоненты климатической системы находятся в состоянии сложных нелинейных взаимодействий друг с другом, связаны прямыми и обратными связями. Примеры таких взаимодействий нетрудно привести. Несмотря на сравнительно малую массу атмосферы, обмен количеством движения ее с океаном вызывает большую часть движений вод Мирового океана. Посредством океанических течений осуществляется межширотный обмен теплом в океане. В процессе этого обмена из тропических широт в высокие широты переносятся массы теплой воды. В холодное время года тепло с водной поверхности посредством физических механизмов переносится в атмосферу. Таким образом, океан играет значительную роль в формировании особенностей поля температуры в атмосфере и, следовательно, особенностей циркуляционных процессов в ней. Циркуляция воздуха, в свою очередь, является механизмом, посредством которого на континенты с поверхности океана переносятся тепло и влага. В зависимости от физического состояния поверхности суши, интенсивности общей циркуляции атмосферы и свойств воздушных масс происходит определенный обмен теплом, влагой и количеством движения

между атмосферой и континентом.

Современное представление о климате теперь пополнилось новыми понятиями и новыми представлениями о тех процессах, которые его формируют, и важная роль в этом принадлежит общей циркуляции атмосферы.

Как известно в области предсказания погоды на долгий срок успех зависит от степени познания условий формирования, развития и смены атмосферных макропроцессов. Для решения задач по теории климата и ряда практических задач с обслуживанием отраслей экономики, необходимы сведения о климате свободной атмосферы, основывающиеся на статистически достоверных характеристиках. При этом первостепенное значение имеет изучение структуры поля температуры, геопотенциала и скорости ветра в свободной атмосфере.

Совокупность основных воздушных течений в свободной атмосфере, благодаря которым осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях, составляет общую циркуляцию атмосферы. Это крупномасштабные компоненты атмосферы.

Под крупномасштабными компонентами понимают пространственные неоднородности глобальных полей, описывающих состояния атмосферы, которые имеют масштабы, намного большие за эффективную толщину атмосферы $H = \frac{P_s}{g\rho_s} \sim 10$ км. Такими

компонентами являются глобальные циркуляции – крупномасштабный зональный перенос, пассаты и муссоны. Важной составной частью общей циркуляции атмосферы является циркуляция воздуха в системе внетропических циклонов и антициклонов, т.е. волны Россби-Блиновой – баротропные с типовыми горизонтальными масштабами Обухова

$L_0 = \frac{\sqrt{gH}}{f}$ и бароклинные – с масштабами порядка радиуса деформации

Россби $L_0 = \frac{NH}{f}$. В этих уравнениях P_s, ρ_s – давление и плотность воздуха

у поверхности земли, g – ускорение свободного падения, f – параметр Кориолиса, N – частота Вайселя-Брента [2].

Воздушные течения в системе общей циркуляции атмосферы характеризуются тем, что скорости горизонтальной составляющей потока в крупномасштабных процессах в среднем на 2-3 порядка больше, чем скорости его вертикальной составляющей.

Атмосферные движения имеют также вихревой характер и отличаются нестационарностью. Это приводит к тому, что атмосферная циркуляция, ее структурные элементы непрерывно меняются. В результате вертикальной неоднородности атмосферы, характеристики которой изменяются с широтой, при переходе от одного слоя атмосферы к другому происходит изменение направления и скорости воздушных течений, что наряду с изменениями в вертикальном и горизонтальном направлениях плотности воздуха создает неравномерное распределение кинетической энергии как по вертикали, так и по горизонтали.

Кроме вихревых движений в атмосфере наблюдаются также волновые движения. К ним относятся волны в зональном потоке с длиной волны ~ 5000 км, называемые волнами Россби, волны меньшего масштаба, соответствующие отдельным циклонам и антициклонам, а также гравитационные волны. Волновые движения свойственны и различного рода поверхностям раздела, которые образуются в атмосфере.

Именно эти виды воздушных течений являются одними из главных факторов, определяющих формирование климата и погоды на нашей

планете. Более мелкие по своим масштабам движения, такие как шквалы, смерчи, торнадо, бризы, горно-долинные ветры и т.д., имеют местное значение и хотя характерны для определенных географических районов, однако не могут оказывать существенного влияния на режим общей циркуляции атмосферы.

Режим крупномасштабных и местных циркуляций различается большим непостоянством в средних и высоких географических широтах, так как зависит от сезонов года, от высоты над уровнем Мирового океана и массивов суши. Накладываясь одна на другую, все эти воздушные течения непрерывным и сложным образом изменяются в пространстве и во времени за счет перераспределения атмосферного давления, обусловленного термическими и динамическими причинами, а это снова, в свою очередь, влияет на движение воздуха в виде системы ветров, порождая зональные и меридиональные переносы воздушных масс, имеющих разные тепловые свойства и влагосодержание.

1.2 Формулировка задачи и исходный материал

Исследование режима климата Украины и факторов глобального и регионального масштабов, обуславливающих их особенности и особенности атмосферной циркуляции над Европой, требуют учета своеобразности атмосферных процессов, развивающихся над различными областями Земного шара.

В современных условиях для различных инженерных, конструкторских и навигационных расчетов, а также для службы прогнозов погоды приобретает большое значение правильный учет климатических характеристик температуры, геопотенциала и составляющих скорости ветра в свободной атмосфере.

Климатические поля температуры воздуха являются характеристикой состояния одной из звеньев климатической системы. Их структура зависит от особенностей распределения солнечной энергии на поверхности земли, а также от процессов взаимодействия между звеньями климатической системы (распределения суши и океанов, полей морского льда, рельефа поверхности и т.д.). Все эти факторы определяют значительные колебания полей температуры во времени и в пространстве.

Режим воздушных течений в атмосфере северного полушария до высот 24-25 км частично был рассмотрен и проанализирован по результатам обработки регулярных радиозондовых данных [3-9]. На более высоких уровнях представление о характере распределения ветра дают карты геопотенциала (давления) и температуры, построенные главным образом по результатам обработки ракетных запусков [10-13]. С учетом нерегулярности ракетных наблюдений их с меньшей уверенностью можно использовать при анализе месячных карт.

Эмпирические модели атмосферы представляют собой типичные пространственные и временные распределения того или иного параметра, построенные на основе статистического анализа и обобщения имеющихся экспериментальных данных. Реалистичность этих моделей зависит от количества и качества информации. По мере увеличения информации наши представления и о структуре, и о процессах в атмосфере уточняются, вместе с этим меняются и совершенствуются модели.

Описание климатических полей температуры, геопотенциала и составляющих скорости ветра было проведено и систематизировано в трудах многих научных центров России и бывшего СССР на материалах редкой сети станций северного полушария и опубликованные более 30 лет назад. Результаты этих публикаций [1-6] были проанализированы и требуют пространственно-временных уточнений и детализаций.

Для более глубокого изучения механизма взаимодействия между отдельными слоями атмосферы необходимо привлекать данные о

геопотенциале, температуре и ветре в узлах регулярной сетки точек на различных уровнях, а это поможет выполнить расчеты динамических и энергетических характеристик в различных географических районах.

В связи с этим необходимо было на статистически достоверной информации построить глобальные поля основных характеристик общей циркуляции атмосферы.

Для проведения климатических исследований в рамках Климатической программы Украины была использована 18–уровенная (1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30 и 20 гПа) система данных Центра Космических полетов им. Годдарда с географической сеткой $2 \times 2,5^\circ$ версии GEOS–1 (Goddard Earth Observing System–1) [14]. В этой версии используется более сильный фильтр Фурье, чем в версии GEOS–2. В работе [15] проведена оценка пригодности продуктов усвоения этих данных для проведения климатических исследований и подчеркнуто, что при данном реанализе удастся исключить климатические сигналы, появляющиеся в оперативных данных за счет смены систем наблюдений.

На основе пакета реанализа данных GEOS–1, исходя из географической сетки ($2 \times 2,5^\circ$), включающей 6480 узлов регулярной сетки точек северного полушария и 6480 узлов регулярной сетки точек южного полушария на каждой из стандартных изобарических поверхностей проведено осреднение и построены глобальные карты для 4-х параметров атмосферы: карты ветров (зональной и меридиональной компонент), геопотенциала и температуры за четыре срединно-сезонных месяца (январь, апрель, июль, октябрь). Набор карт для различных уровней от 850 до 20 гПа характеризуют процессы атмосферной циркуляции в трехмерном распределении в пределах тропосферы, нижней и средней стратосферы. Климатические карты геопотенциала, температуры и ветра наилучшим образом показывают сезонные и географические особенности общей циркуляции атмосферы.

2 ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МНОГОЛЕТНИХ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ

Многолетний температурный режим атмосферы формируется под влиянием комплекса климатообразующих процессов и географических факторов климата, определенным образом взаимодействующих друг с другом. Основными из них являются: солнечная радиация, общая циркуляция атмосферы, географическая широта места и высота его над уровнем моря, различие физических свойств подстилающей поверхности и влагооборот.

Как известно, главным источником энергии атмосферных процессов является солнечная радиация. Она обуславливает в значительной степени и общие закономерности температурного режима атмосферы. Количество солнечной радиации, поступающей за сутки к различным слоям атмосферы и к земной поверхности, определяется, в первую очередь, географической широтой места, высотой его над уровнем моря и временем года, поскольку угол падения лучей и продолжительность солнечного сияния зависит от данных факторов. Помимо этого, большое влияние на географическое распределение суммарной радиации на разных уровнях атмосферы и у земли оказывают процессы, происходящие в самой атмосфере: поглощение и рассеяние радиации отдельными слоями атмосферы; распределение облачности, связанное с характером общей циркуляции атмосферы, и др. Все эти процессы нарушают зональность поступления радиации к земле, определяемую астрономическими факторами. Поэтому вдоль одной и той же широты величины суммарной радиации, достигающей земной поверхности, могут существенно различаться. Разные физические свойства подстилающей поверхности, а также особенности географического распределения озона в атмосфере обуславливают различия в степени

поглощения радиации поверхностью земли и отдельными слоями атмосферы, а следовательно, неравномерность нагревания последней.

Таким образом, изучение термического режима атмосферы до больших высот в планетарном масштабе имеет первостепенное значение для познания климата свободной атмосферы и исследования общей циркуляции атмосферы как основы для разработки методов долгосрочных прогнозов погоды.

Известно, что термический режим является одним из основных факторов, определяющих физическое состояние атмосферы. Неравномерное распределение температуры в атмосфере формирует определенную структуру поля давления и, таким образом, циркуляцию атмосферы относительно земной поверхности.

Атмосферу Земли, как известно, можно условно разделить на нижнюю, ограниченную уровнем тропосферы, и верхнюю, лежащую выше этого уровня [16].

2.1 Распределение температуры в нижней атмосфере

Нагревание воздуха в тропосфере осуществляется от подстилающей поверхности. Непосредственное воздействие Солнца весьма мало, так как составные части воздуха ее почти полностью прозрачны для ближнего ультрафиолетового, видимого и ближнего инфракрасного излучения, которое в основном доходит до тропосферы. Еще в ранних работах К.Я. Кондратьева и Т.Д. Мандрыкиной [17] и Г.И. Гущина [18], позже авторами Школьным Е.П. [19], Бекорюковым В.И. [20], Кароль И.Л. Клягиной Л.Н., Шаламянским А.М. [21] установлено, что роль озона в поглощении солнечной радиации в тропосфере весьма мала. Передача тепла от земной поверхности вверх, а также перераспределение тепла между широтными зонами и областями с контрастными свойствами

подстилающей поверхности (континентами и океанами) осуществляется посредством вертикального турбулентного и конвективного теплообмена, адвекции и горизонтального турбулентного теплообмена. Большую роль в этом играют также процессы испарения и конденсации водного пара. Таким образом, формирование температурного поля в тропосфере происходит в результате сложного процесса взаимодействия подстилающей поверхности, циркуляционных процессов, влагооборота и турбулентности, в основе которого лежит неравномерность притока радиации к земной поверхности [1, 19].

В тропосфере температура повышается в течение всего года от полюса к экватору. Зимой наиболее высокое значение температуры наблюдается на каждом уровне тропосферы вблизи географического экватора, в апреле и октябре – примерно около $10-15^{\circ}$ с.ш. и летом – около 20° с.ш.

Наиболее низкое значение температуры в тропосфере северного полушария в течение всего года наблюдается над полюсом. Это свидетельствует о большой роли, которую играет в формировании термического поля тропосферы в полярных широтах ледяная поверхность центральной части Полярного бассейна и активная циклоническая деятельность на арктическом фронте, в результате которой летом в Арктике значительно возрастает повторяемость сплошной облачности.

В тропосфере имеются две зоны больших положительных градиентов температуры. Положительные меридиональные градиенты температуры характерны для широтных зон, где имеет место понижение температуры с юга на север, а отрицательные – где температура с юга на север повышается.

Одна из зон больших положительных градиентов температуры расположена между 30 и 50° с.ш. и существует здесь постоянно, несколько мигрируя по широте в течение года. Она четко выражена во всей толще тропосферы [13]. С ноября по март ось ее проходит примерно между 30° и

40° с.ш. Средние горизонтальные градиенты температуры достигают здесь 0,7-0,8 град/1°φ в свободной атмосфере. С апреля по октябрь эта зона смещена несколько к северу и располагается между 40° и 50° с.ш. Средние горизонтальные градиенты температуры составляют 0,4-0,5 град/1°φ.

Вторая тропосферная зона больших меридиональных градиентов температуры расположена в полярных широтах между 60° и 70° с.ш. (в летние месяцы между 70° и 80° с.ш.).

Во всей тропосфере севернее 50° с.ш. меридиональные градиенты температуры зимой и летом сохраняют примерно одни и те же значения. В зоне же 30-50 ° с.ш. они уменьшаются от зимы к лету вдвое. К югу от 30° с.ш. летом градиенты температуры близки к нулю, зимой они равны 0,45-0,50 град/1°φ [13].

Вертикальное распределение температуры в тропосфере на разных широтах изучено достаточно хорошо. Типичным для тропосферы является понижение температуры на всех широтах в свободной атмосфере [22].

В средней и верхней тропосфере вертикальные градиенты температуры увеличиваются по сравнению с нижней тропосферой. В тропиках они равны в среднем 0,50-0,60 град/100 м в средней тропосфере, возрастая до 0,70-0,75 град/100 м в верхней. Величина их в течение года изменяется мало. В умеренных широтах годовой ход вертикальных градиентов более заметен. Здесь они меняются в средней тропосфере от 0,40 град/100 м зимой до 0,55 град/100 м летом, возрастая в верхней тропосфере до 0,60 и 0,70 град/100 м в соответствующие сезоны. В полярных районах вертикальные градиенты температуры в тропосфере в течение всего года несколько меньше, чем в умеренных широтах [13]. Существенный вклад в решение задачи о температурном режиме атмосферы внесла Е.Н. Блинова, развивая работы Е.Н. Кочина и И.А. Кибеля. Дальнейшими уточнениями теоретической модели Е.Н. Блиновой занимались С.А. Машкович, Л.Р. Ракипова и др.

Основной особенностью среднего поля температуры в тропосфере северного полушария зимой является наличие обширной приполюсной области холода, существование которой обусловлено зимним радиационным режимом атмосферы и охлаждающим влиянием двух континентов, определяющих специфические условия общей циркуляции атмосферы и характер распределения температуры до больших высот (рис. 2.1–2.4).

Область холода вытянута далеко на юг над восточными районами континентов Европы и Северной Америки, над которыми в ней возникают два самостоятельных центра низких значений температуры. В океанических районах восточного и западного полушарий область холода занимает лишь полярный бассейн. Южнее от области холода температура увеличивается прямо до экватора. В тропических широтах над континентами возникают небольшие области тепла, обусловленные тем, что континенты на этих широтах оказывают уже тепловое влияние на свободную атмосферу. Это тепловое влияние сильно проявляется над приподнятыми частями суши и область тепла четко выражена на уровнях 850 и 700 гПа (рис. 2.1).

Анализ карт нижних уровней тропосферы позволяет определить ряд локальных особенностей поля температуры, учет которых поможет правильно оценить величины и направления средних и турбулентных потоков тепла. Четко определяются в январе две ложбины холода над восточными частями континентов северного полушария, и третья ложбина, ориентированная на Средиземное море вдоль Европейской территории России. В южном полушарии ложбины холода не такие резкие и распространяются над восточными частями Атлантического, Индийского и Тихого океанов (рис. 2.5).

В январе над океанами северного полушария располагаются гребни тепла. Особенно ярко гребень тепла выражен над Атлантическим океаном.

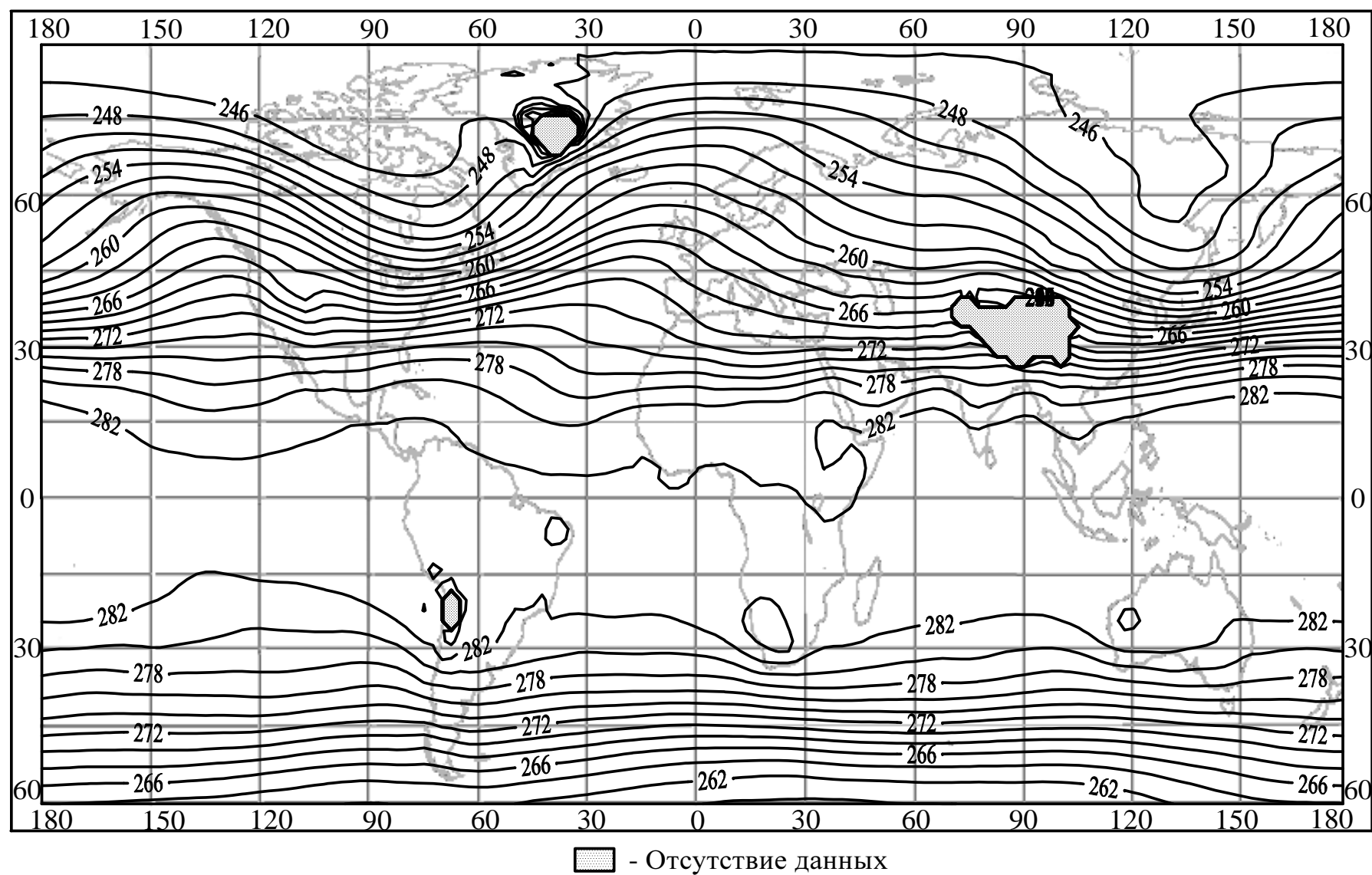


Рис. 2.1 – Температура воздуха на уровне 700 гПа (К). Январь.

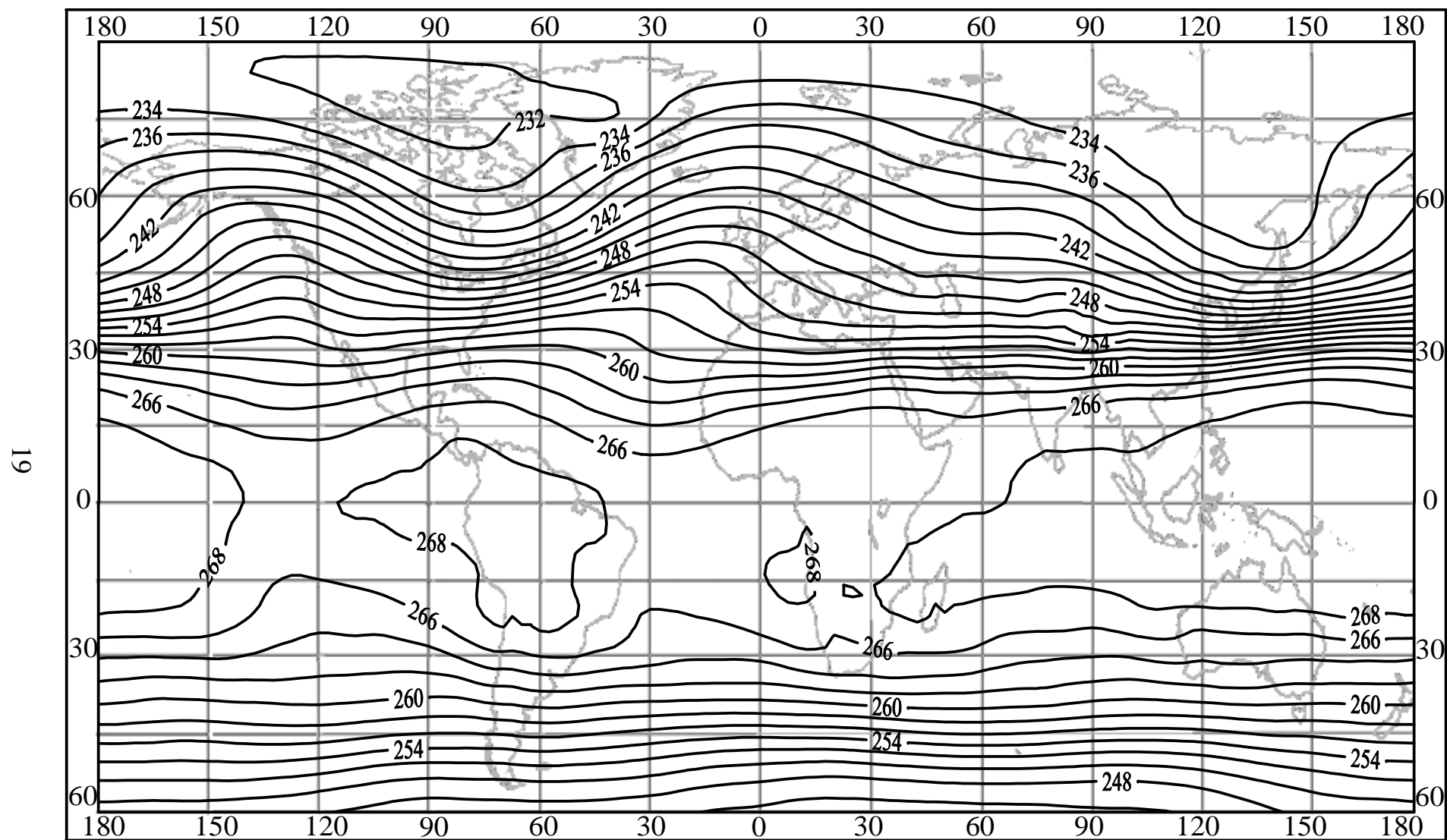


Рис. 2.2 – Температура воздуха на уровне 500 гПа (К). Январь.

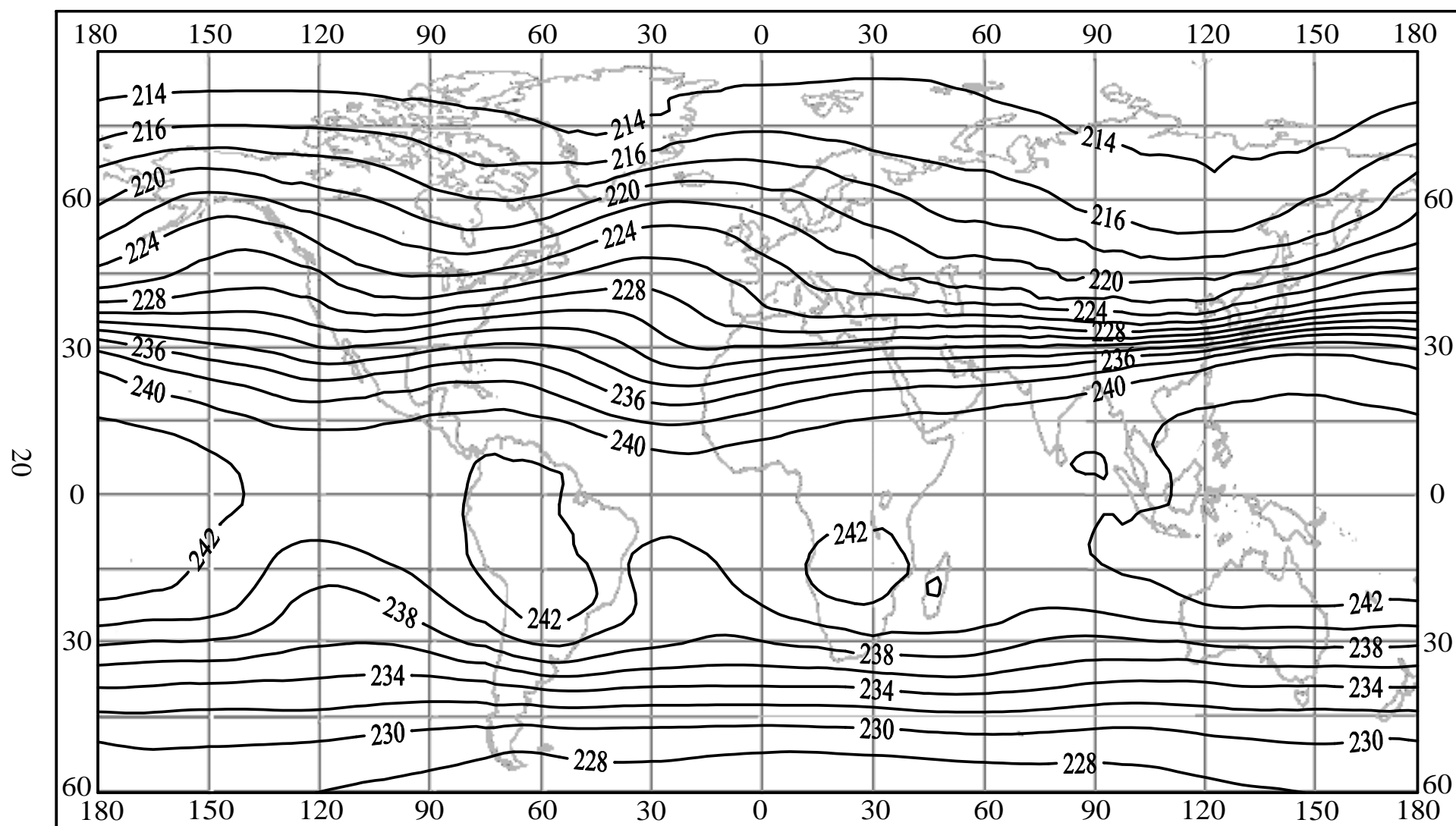


Рис. 2.3 – Температура воздуха на уровне 300 гПа (К). Январь.

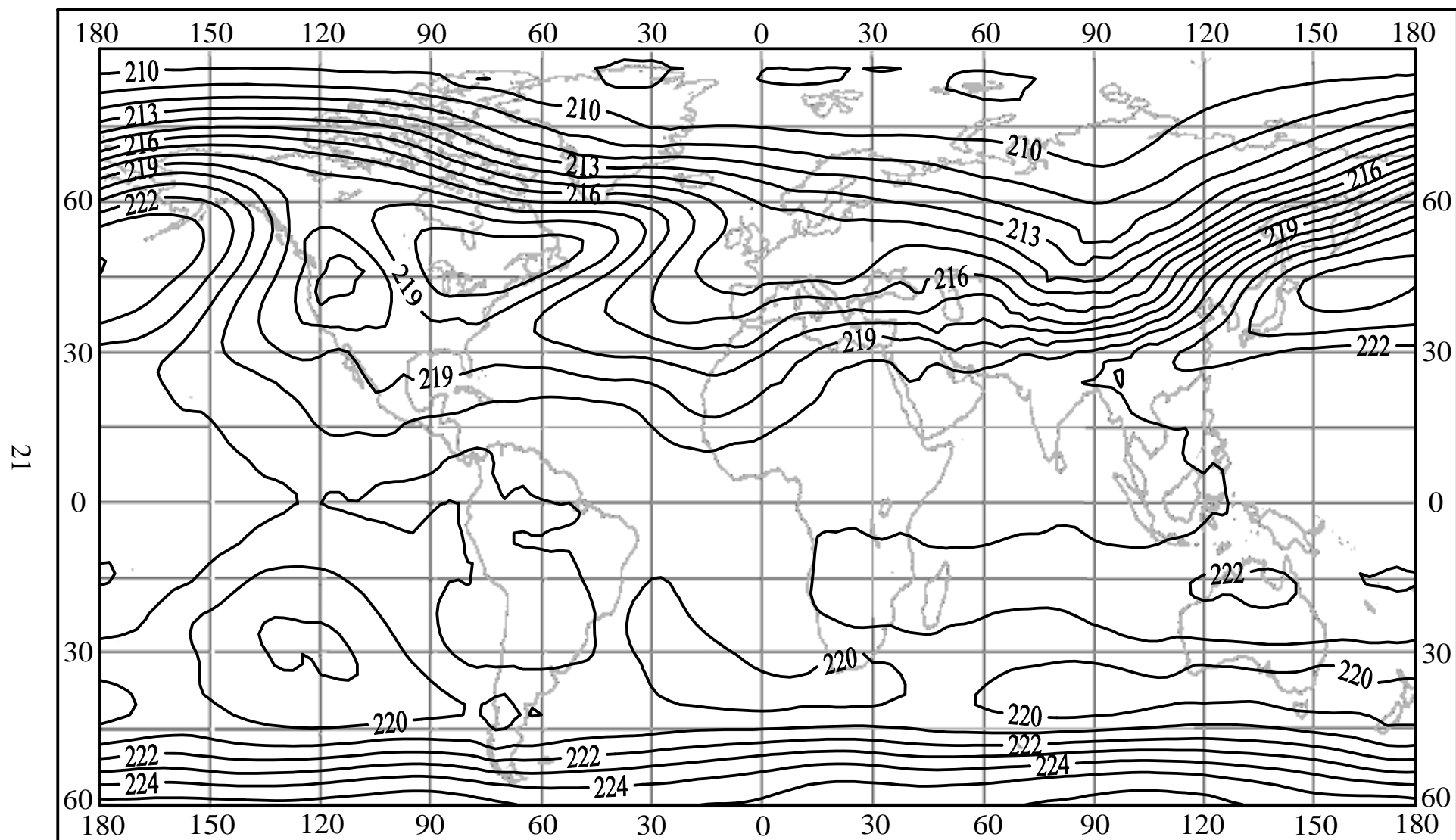


Рис. 2.4 – Температура воздуха на уровне 200 гПа (К). Январь.

Над южным (зимним) полушарием вдоль поверхности 700 гПа не наблюдается значительного выхолаживания континентов (рис. 2.5). Например, над Австралией в ходе изотерм почти нет ложбин. Две другие ложбины холода зимой в южном полушарии остались. Одна осталась над океаном, со смещением на запад (в Атлантическом океане), вторая переместилась на южную часть Африки и Индийского океана.

Учитывая такой характер распределения температуры воздуха на приведенном нижнем уровне тропосферы, можно ожидать значительный меридиональный перенос тепла над океанами, а в северном полушарии – и в широтном направлении на границе континент–океан.

В зимние месяцы, как видно на рис. 2.2 и 2.3, выше 3 км наиболее интенсивным центром приполюсной области холода, которая определяет в значительной мере термический режим всей тропосферы, является центр, расположенный над Восточной Сибирью, а не над Канадой, как утверждали в своих работах Беннос и Хисти.

Условия для формирования холодного континентального воздуха на востоке Евразии наиболее благоприятные: воздух проходит в системе преобладающего западного переноса над огромным пространством охлажденного континента и поступает в этот район сильно выхолаженным и сухим. Здесь он подвергается дальнейшему охлаждению, которому способствует преобладание в тропосфере слабых ветров и малая увлажненность.

На рис. 2.1 и 2.2, приведенные поля средних месячных значений температуры в тропосфере на главных изобарических поверхностях 700 и 500 гПа за январь показывают, что Восточносибирский вторичный центр в ложбине приполюсной области холода расположен значительно южнее североамериканского и четко выражен в нижней и средней тропосфере. Как самостоятельный центр он существует с октября по март. Наиболее низкая средняя температура в нем наблюдается в январе на широтах 55–65° и

достигает значений $-32,0^{\circ}\text{C}$ на 850 гПа, $-29,5^{\circ}\text{C}$ на 700 гПа и $-42,0^{\circ}\text{C}$ на 500 гПа [13]. Над Северной Америкой вторичный центр холода существует с декабря по март и прослеживается в нижней и средней тропосфере. Выше он сливается с основным центром приполюсной области холода, расположенной над центральными районами Полярного бассейна. Наиболее низкая средняя температура воздуха в североамериканском центре холода наблюдается на широтах $75-85^{\circ}$ в феврале и достигает $-28,0^{\circ}\text{C}$ на поверхности 850 гПа.

Интересно отметить, что в нижней и средней тропосфере до высот порядка 5–6 км над Восточной Сибирью температура воздуха значительно ниже, чем над центральными районами Полярного бассейна. Так, например, в январе температура воздуха во вторичном центре холода над Восточной Сибирью ($50-60^{\circ}$ с.ш.) ниже, чем над полюсом, на 850 гПа – на 8°C , на 700 гПа – на 1°C и лишь на 500 гПа существенных температурных различий между этими двумя районами уже нет.

Таким образом, климатические данные показывают, что в зимнее время Восточная Сибирь является очагом формирования холодных континентальных масс воздуха, которые имеют наиболее низкую температуру по сравнению с другими районами северного полушария, в том числе и с полярным, не только у поверхности земли, но и в значительной толще тропосферы. В полярном же бассейне благодаря поступлению тепла от океана через лед в атмосферу, а также вследствие более развитой здесь циклонической деятельности и связанной с ней адвекции тепла в центральные районы Арктики, температура в значительной толще тропосферы выше, чем над Восточной Сибирью, несмотря на более жесткий радиационный режим. В верхней тропосфере (рис. 2.3), где охлаждающее влияние континента Евразии на атмосферу уже несколько ослабевает (хотя остается достаточно заметным) наиболее низкая температура воздуха наблюдается уже над полюсом.

К югу от 70° с.ш. вплоть до 30° с.ш. во всей толще тропосферы температура свободной атмосферы на востоке Евразии значительно ниже, чем на востоке Северной Америки. Особенно велики разности температуры в умеренных широтах.

Тепловое влияние Атлантического океана на западные районы Евразии очень большое. Ход изотерм под его влиянием существенно изменен в нижней и средней тропосфере. Тепловое влияние Тихого океана на Северную Америку проявляется значительно меньше.

Температурные различия между западом и востоком материков существенны над Евразией и сохраняются в умеренных широтах до уровня изобарической поверхности 300 гПа (рис. 2.3). На этих широтах разности температуры между востоком и западом Евразии достигают в нижней тропосфере 18-23 °С, в средней – 11-18 °С и в верхней – 4-5 °С.

К югу от 30° с.ш. разности температуры в свободной атмосфере между западным и восточным полушариями быстро уменьшаются, и в тропиках температура в обоих полушариях принимает близкие значения.

Севернее 70° с.ш. температура в нижней и средней тропосфере над восточными районами Северной Америки ниже, чем над арктическими морями восточного полушария.

Наиболее обширной по своей горизонтальной и вертикальной протяженности является область тепла, которая простирается от западных берегов Африки до восточного побережья Азии (рис. 2.4). Температура на изобарической поверхности 200 гПа имеет наиболее высокие для всего северного полушария значения.

Формирование летнего тропосферного поля температуры (рис. 2.5-2.8) является результатом сложного взаимодействия основных климатообразующих процессов и географических факторов. В течение нескольких месяцев теплого полугодия полярные районы находятся под непрерывным воздействием солнечной радиации. Тропики подвергаются

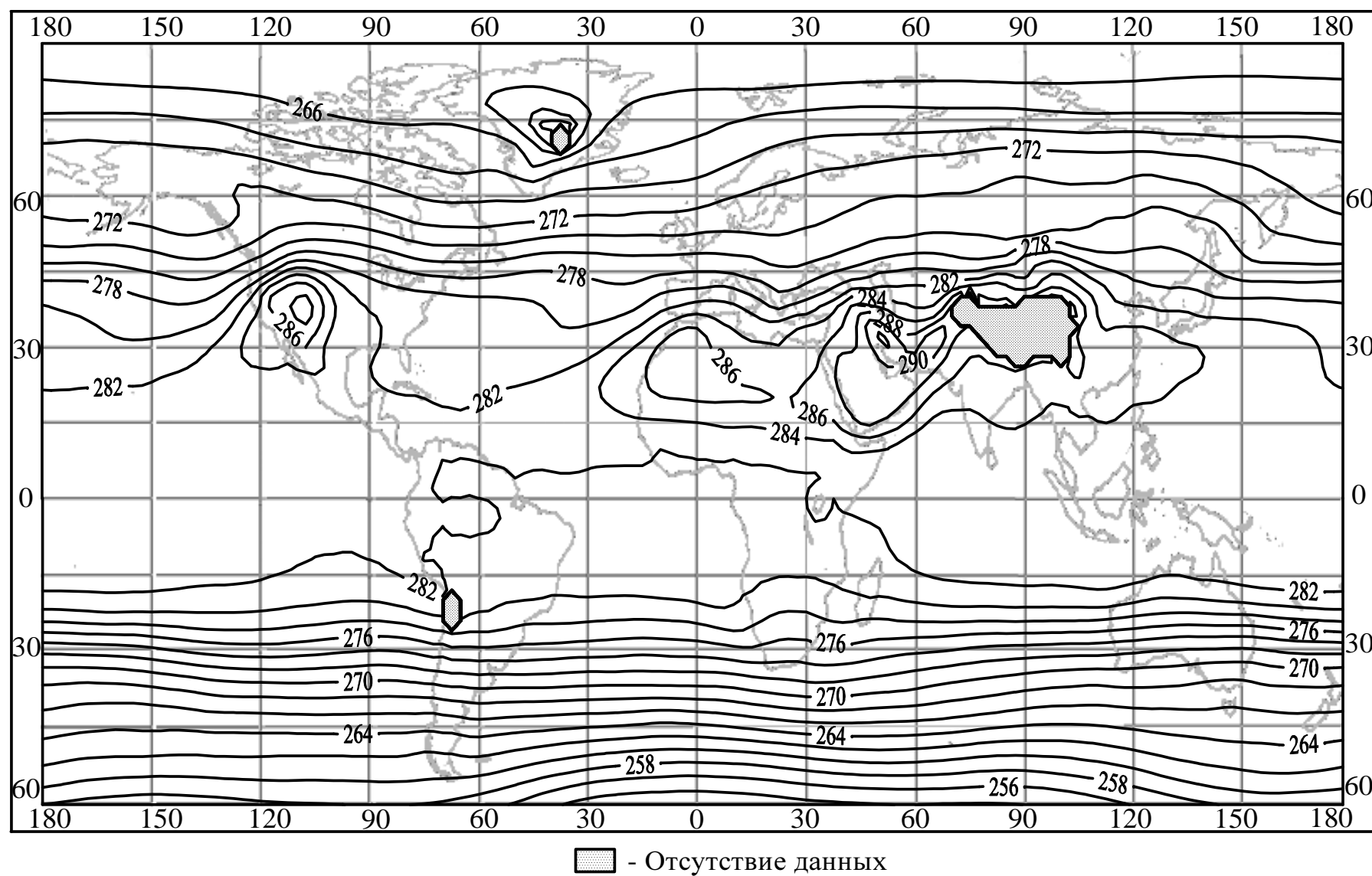


Рис. 2.5 – Температура воздуха на уровне 700 гПа (К). Июль.

наиболее значительному радиационному воздействию, т.к. здесь солнечные лучи летом падают отвесно.

Как в умеренных и высоких, так и в субтропических широтах имеет место существенная неоднородность в распределении суммарной радиации вдоль одной и той же широты, в значительной мере обусловленная циркуляционным фактором.

При одинаковом поступлении суммарной радиации к подстилающей поверхности отдача тепла в свободную атмосферу путем турбулентного и конвективного переноса различна и зависит от свойств подстилающей поверхности, ее орографии, от процессов влагообмена в атмосфере, направления горизонтального переноса и других причин. Горизонтальный межширотный турбулентный теплообмен и адвективный перенос тепла из более южных широт в северные оказывают значительное влияние на температуру воздуха в тропосфере, особенно в средней и верхней. Благодаря интенсивному межширотному теплообмену, обусловленному развитием циркуляционных процессов в тропосфере, температура воздуха в полярных районах в средней и верхней тропосфере летом значительно выше, чем, если бы она зависела только от местного турбулентного теплообмена с подстилающей поверхностью. В субтропических и тропических широтах над континентами весьма большое влияние на температуру в свободной атмосфере оказывают мощные вертикальные конвективные и турбулентные потоки, переносящие тепло от поверхности земли на значительную высоту.

Под влиянием всех этих факторов и процессов, определенным образом взаимодействующих между собой, и формируется температурное поле тропосферы северного полушария. Наиболее низкие значения температуры в нижней тропосфере наблюдаются в Полярном бассейне (рис. 2.5). Здесь условия циркуляции, связанные с сезонной перестройкой барического поля, таковы, что летом велика повторяемость сплошной,

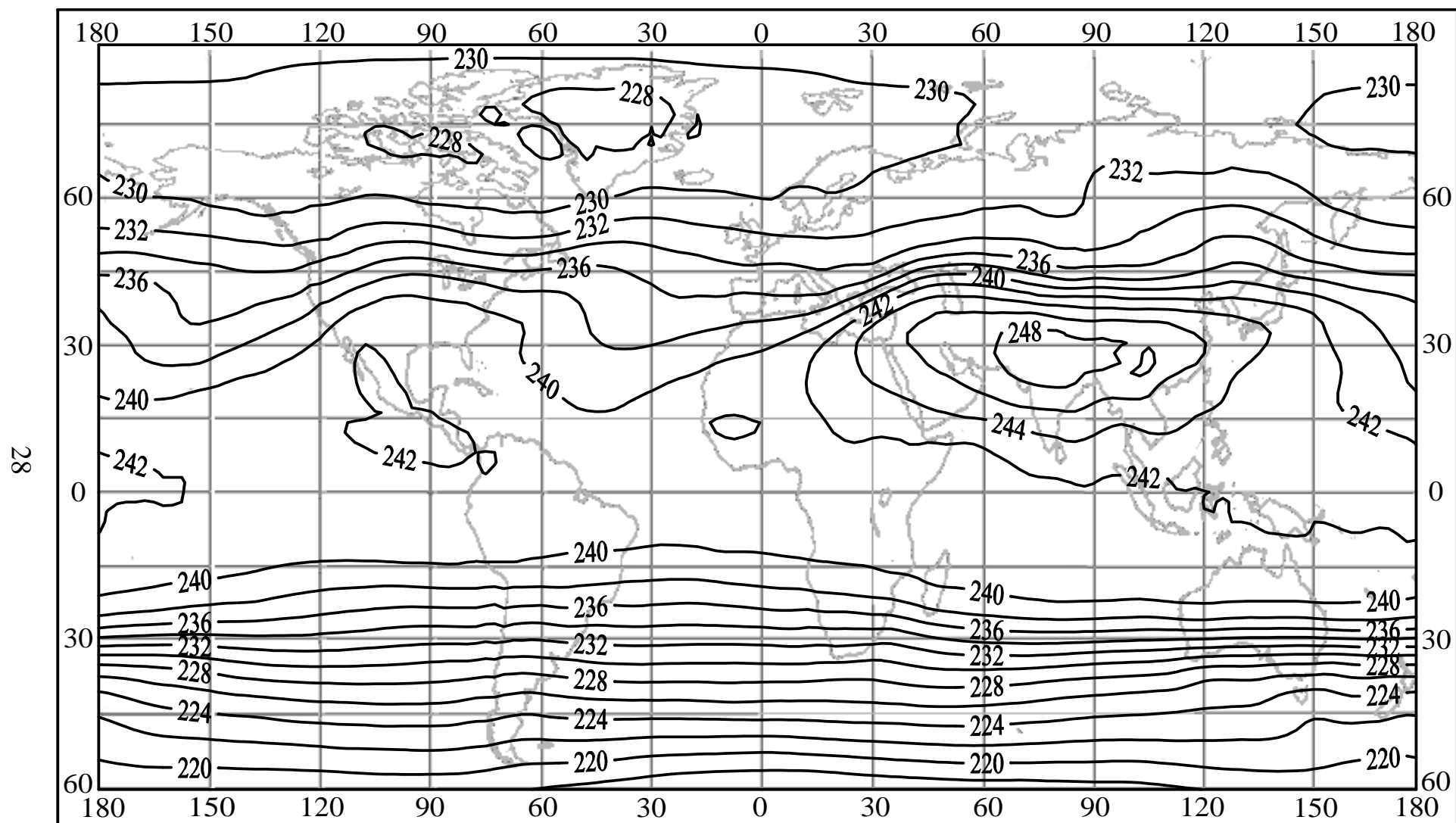


Рис. 2.7 – Температура воздуха на уровне 300 гПа (K). Июль.

преимущественно низкой облачности. Кроме того, в Северном Ледовитом океане поглощенная радиация в основном идет на таяние льдов, интенсивность которого в июле достигает своего максимума и в сравнительно небольшой степени на нагревание свободной атмосферы.

По мере увеличения высоты область самых низких для всего полушария значений температуры смещается из района полюса на Гренландию и Канадский архипелаг.

Таким образом, наиболее значительным источником холода в средней тропосфере, оказывающим сильное охлаждающее влияние на температуру свободной атмосферы является уже не район полюса, а район, занятый Гренландией (рис. 2.6).

Наиболее высокие для всего северного полушария значения температуры наблюдаются над континентами в зоне около 30° с.ш. благодаря сильному тепловому воздействию подстилающей поверхности на свободную атмосферу. К югу от этой широты температура снова понижается. Над акваториями Тихого и Атлантического океанов температура имеет наиболее высокие значения вблизи экватора. Такое распределение температуры сохраняется над Евразией во всей толще тропосферы, а над Северной Америкой – до уровня изобарической поверхности 500 гПа (рис. 2.6). Выше этого уровня температура над Северной Америкой, достигнув максимума на 30° с.ш., дальше к югу не понижается (рис. 2.7).

Таким образом, термический экватор в тропосфере проходит над континентами – в субтропических широтах, а над океанами – вблизи экватора.

Ход изотерм в высоких широтах близок к зональному. В умеренных же широтах в нижней тропосфере, а в субтропиках и тропиках в значительной толще тропосферы изотермы существенно отклоняются от зонального распределения, смещаясь над континентами к северу, а над океанами – к югу.

Типичными для летнего поля температуры в тропосфере являются замкнутые области тепла, расположенные над обширными районами континентов в субтропических и тропических широтах. Средняя месячная температура в центральных частях этих областей на уровне изобарической поверхности 700 гПа (рис. 2.5) сохраняет еще высокие значения.

Определенное влияние на температуру нижней тропосферы северного полушария оказывают холодные океанические течения. Перманентно существующие холодные Канарское и Калифорнийское течения оказывают охлаждающее влияние на слои воздуха в нижней тропосфере, что приводит, в сочетании с сильным нагревом воздуха над прилегающими районами суши, к возникновению зон очень больших горизонтальных градиентов температуры вдоль западных побережий Африки и Северной Америки. Влияние холодных течений возле берегов Калифорнии и Северной Африки проявляются особенно четко – они снижают среднюю широтную температуру июля на 6-10 °С [13].

В южном (летнем) полушарии, область тепла существует над Южной Америкой, Южной Африкой и южной частью Австралии (рис. 2.1).

Анализ поля температуры в июле на поверхности 500 гПа (рис. 2.6) показывает, что тут еще явно прослеживаются сезонные тепловые взаимодействия материков и океанов с атмосферой, а западный перенос размывает контрасты на границах суша-море.

В нижней тропосфере в области тепла отчетливо выделяется два центра: на северо-западе Африки и над Аравийским полуостровом. В средней (рис. 2.6) и верхней (рис. 2.7) наиболее высокие значения температуры в указанной области тепла наблюдается уже значительно восточнее – над горными районами Южной Азии и севером Индостана и Индокитая, а на изобарической поверхности 200 гПа (рис. 2.8) – над Тибетским нагорьем.

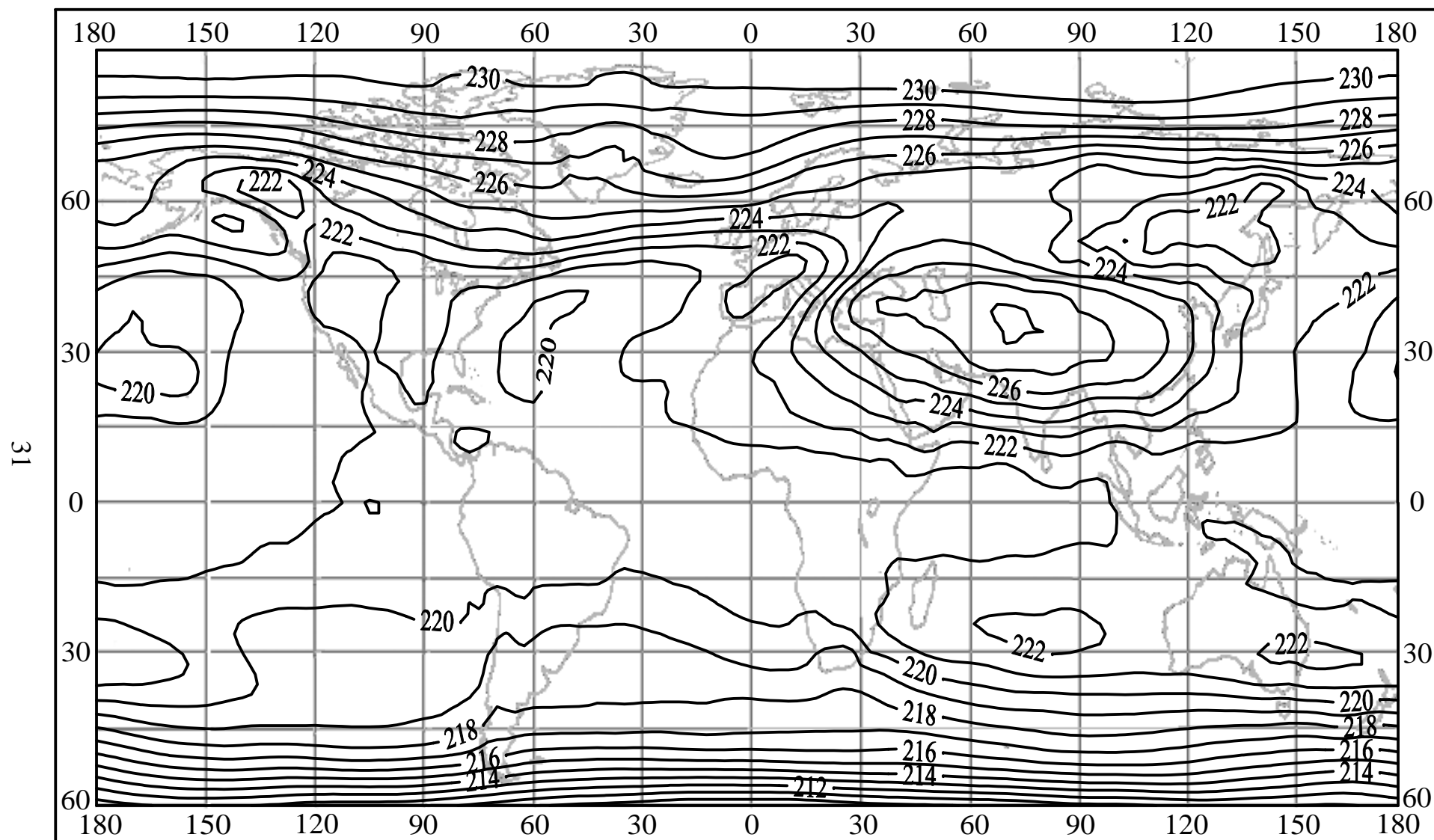


Рис. 2.8 – Температура воздуха на уровне 200 гПа (К). Июль.

Вторая крупная область тепла в июле, значительно уступающая первой по своей горизонтальной и вертикальной протяженности, находится на юго-западе Северной Америки (рис. 2.5). Она прослеживается до изобарической поверхности 300 гПа (рис. 2.7).

Поле температуры на высоте изобарической поверхности 200 гПа (приблизительно на этой высоте наиболее интенсивным является перенос тепла от тропиков, что ведет к уменьшению географических различий в многолетних средних месячных температурах) представлено на рис. 2.8.

Обширные области тепла в свободной атмосфере располагаются над теми районами субтропиков и тропиков, которые находятся в наиболее благоприятных для инсоляции условиях с точки зрения общей циркуляции и местных особенностей и наибольшие величины суммарной радиации турбулентного теплообмена наблюдаются на восточной периферии антициклонов, что и приводит к сильному нагреванию большой толщи атмосферы над этими областями. На западной периферии антициклонов вследствие значительной облачности и большого количества осадков суммарная радиация уменьшается, возрастает затрата тепла на испарение, что приводит к резкому уменьшению турбулентного обмена. В результате над этими районами температура в свободной атмосфере значительно ниже во всей тропосфере.

Наличие мощных областей тепла в тропосфере показывает, насколько велик тепловой вклад подстилающей поверхности континентов в формирование летнего поля температуры тропосферы.

Как было показано выше, в обоих полушариях распределение средней многолетней температуры воздуха характеризуется ее понижением к полюсам в горизонтальном направлении (или на изобарической поверхности) на всех уровнях тропосферы.

Анализ полей температуры на изобарических поверхностях 300-200 гПа ($\approx 10-12$ км) показывает, что на этих высотах осуществляется

наиболее интенсивный перенос тепла от тропиков, что приводит к наблюдаемому уменьшению географических различий в многолетних средних температурах.

Приведенные карты (рис. 2.1-2.8) показывают, что температура воздуха в общем распределена по Земному шару зонально, ее значения постепенно уменьшаются от экватора к полюсам. Смена температуры резко проявляется зимой, когда горизонтальные градиенты средней температуры воздуха приблизительно в два раза больше, чем летом. Над сушей изменение температуры с увеличением широты происходит быстрее, чем над океаном. Области самых низких (зимой) и высоких (летом) средних температур находятся в центральных областях материков.

Над западными побережьями материков температура выше, а большие горизонтальные градиенты температуры возникают на восточных побережьях материков, особенно над Японским и Гренландским морями, где зимой они в 5-6 раз больше, чем летом.

По обе стороны экватора расположена широкая полоса, где средняя температура зимой и летом очень высокая. Наиболее высокие средние температуры воздуха в течение всего года можно наблюдать в полосе 0-5° с.ш.

Обращение термического градиента над всем полушарием происходит в слое 300-200 гПа. В результате того, что над большей частью территории северного полушария тропопауза находится вблизи уровня 200 гПа, на изобарической поверхности 200 гПа поле температуры приобретает уже черты, типичные для нижней стратосферы.

2.2 Термический режим стратосферы

2.2.1 Общие черты климатических полей температуры в стратосфере

Первые теоретические исследования температурного режима стратосферы изложены в работах Маргетройда (1957), London J.A. (1957), Koshanski A. (1955), Pressman J. (1955), Ohring G. (1958), Brooks D.L. (1958), Goody K.M. (1958), Singlton F. (1961), Бирюковой А.А., Кострова В.Г. (1961), Ракиповой Л.Р. (1957), Chin Wan–Cheng (1959), Ханевской И.В. (1968) позже в работах Холтона Дж. Р. (1979), Кокина Г.А. (1981), Гайгерова С.С. (1981) и т.д.

Если для тропосферы основным источником тепла является нагретая солнечными лучами подстилающая поверхность, то в стратосфере распределение температуры с высотой и широтой, а также сезонные изменения определяются поглощением коротковолнового солнечного излучения, а также излучением тропосферы в инфракрасной области спектра. Наибольшее значение в поглощении ультрафиолетовой радиации Солнца в стратосфере имеет озон [19, 22, 23].

Вертикальное и горизонтальное распределение температуры в стратосфере более сложное, чем в тропосфере. Над южными районами северного полушария, к югу от 40° с.ш., в нижней стратосфере перманентно существует приэкваториальная область холода, располагающаяся частично в верхней тропосфере. Средняя мощность ее равна 10-12 км, а горизонтальная ось совпадает со средним положением тропической тропопаузы. Температура в центре области холода в течение всего года равна примерно -80, -82 °С [13].

Обширная приэкваториальная область холода является следствием интенсивного турбулентного и конвективного перемешивания воздуха в

тропосфере тропических широт. Несмотря на то, что по условиям притока радиации тропическая стратосфера получает в течение года достаточное количество тепла, а зимой количество приходящей солнечной радиации здесь существенно больше, чем где бы то ни было, температура воздуха в тропической стратосфере до высот порядка 20-25 км имеет в течение всего года самые низкие значения по сравнению с другими широтами.

К северу от центра приэкваториальной области холода и ее ложбины, ориентированной вверх, температура воздуха повышается. Зимой температура растет по мере продвижения на север вплоть до умеренных широт в нижней стратосфере (рис. 2.9) и субтропических в средней (рис. 2.10, 2.11). Затем она снова понижается и достигает второго минимума над Северным полюсом.

Приполюсная область холода простирается от верхней границы полярной тропосферы (рис. 2.3) вверх за пределы исследуемого слоя атмосферы. Центр ее расположен над северным полюсом между 25 и 30 км. Эта область холода существует с ноября по март, достигая наибольшего развития в центральные зимние месяцы. В декабре январе температура в ее центре опускается до -73°C [13].

Наиболее высокая температура наблюдается в умеренных и субтропических широтах. Зимняя стратосферная область тепла является следствием двух причин. С одной стороны, здесь создается теплая перемычка между приэкваториальной областью холода, где наблюдаются весьма низкие значения температуры, и сезонной приполюсной областью холода. На этот эффект налагается не менее важная особенность зимнего режима стратосферы, а именно: зимой в умеренных и субтропических широтах северного полушария над Тихим океаном и северо-востоком Азии ежегодно развиваются процессы активного антициклогенеза. Вторая из рассмотренных причин приводит к тому, что температура воздуха в

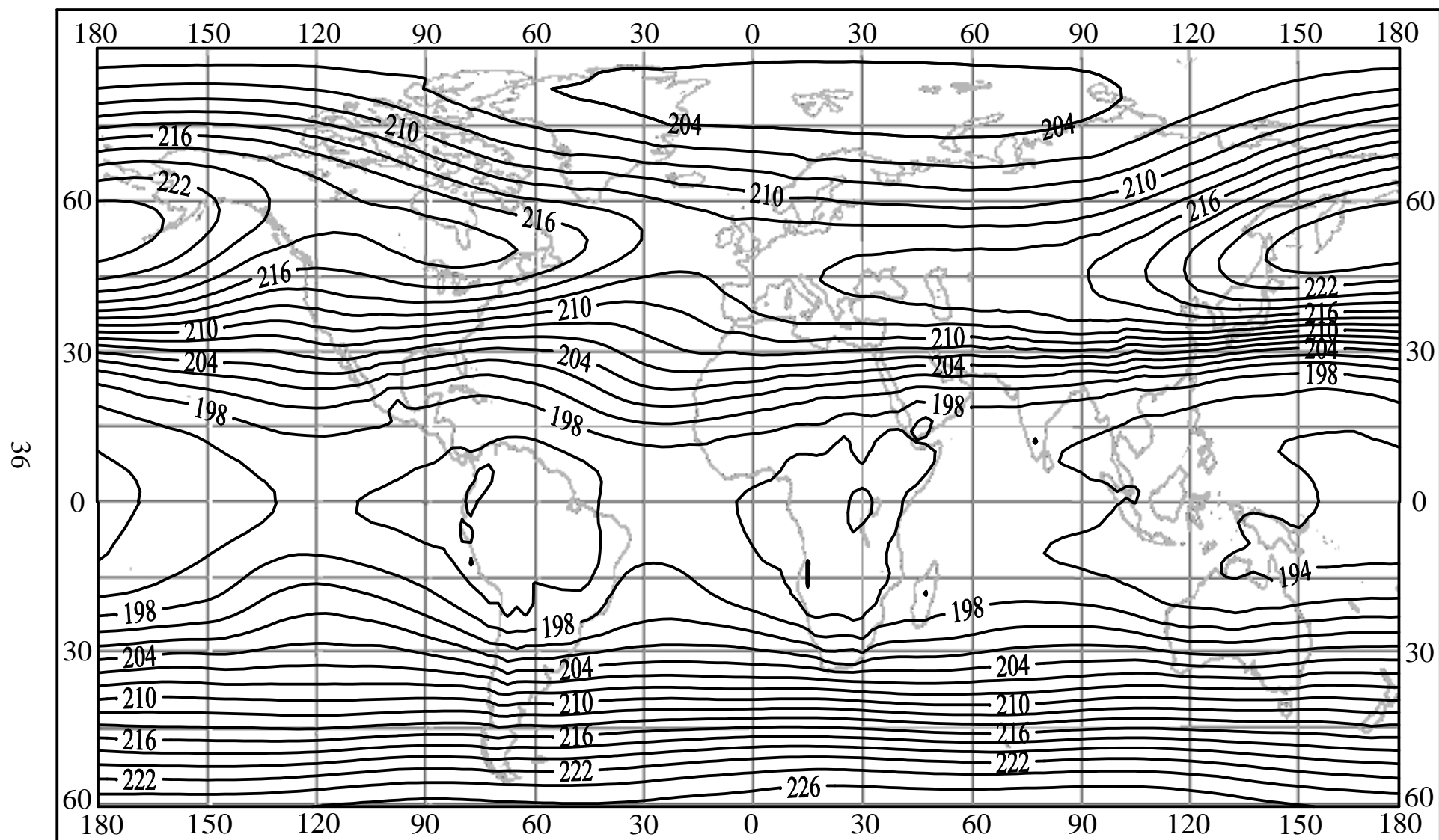


Рис. 2.9 – Температура воздуха на уровне 100 гПа (К). Январь.

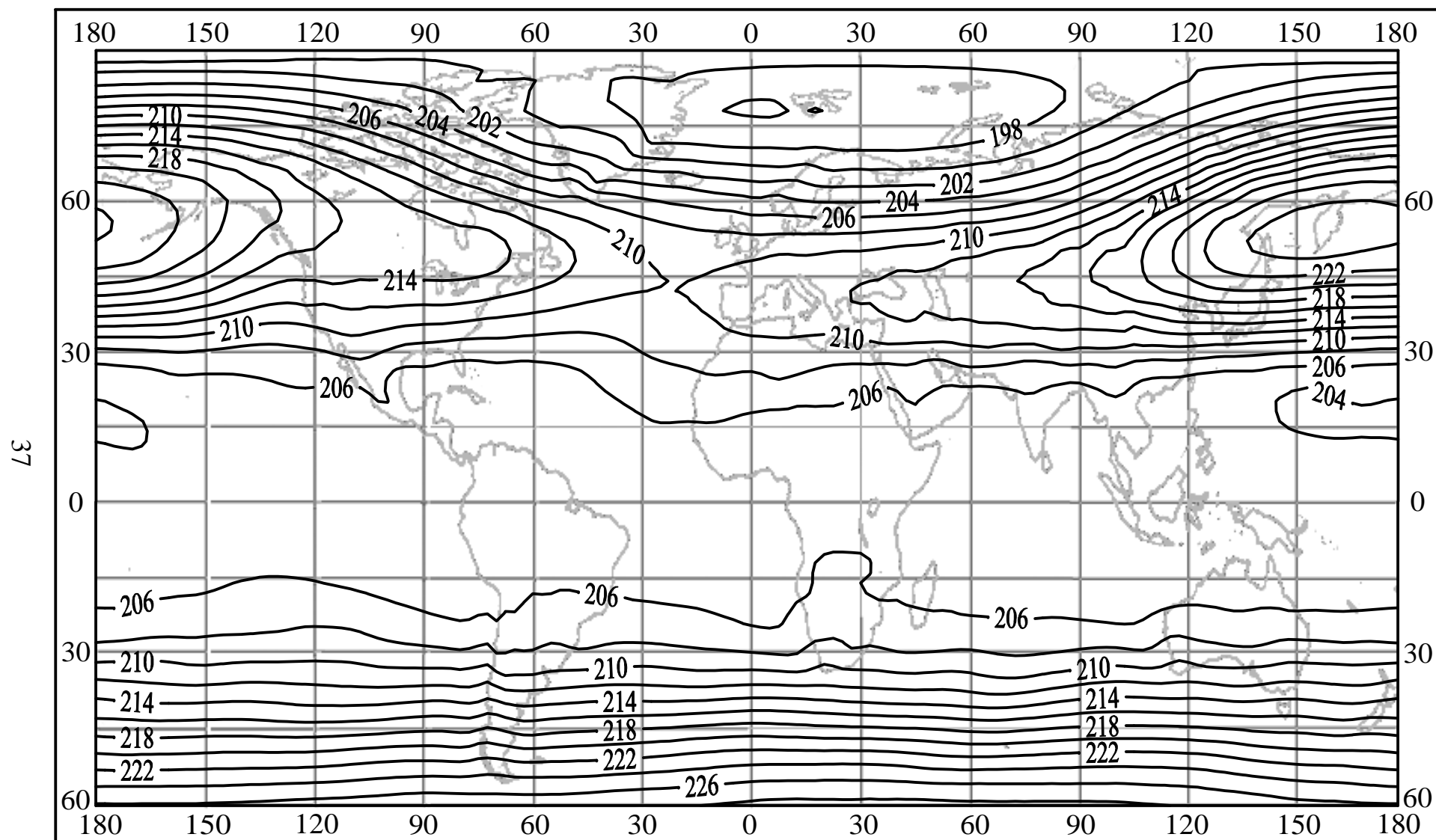


Рис. 2.10 – Температура воздуха на уровне 50 гПа (К). Январь.

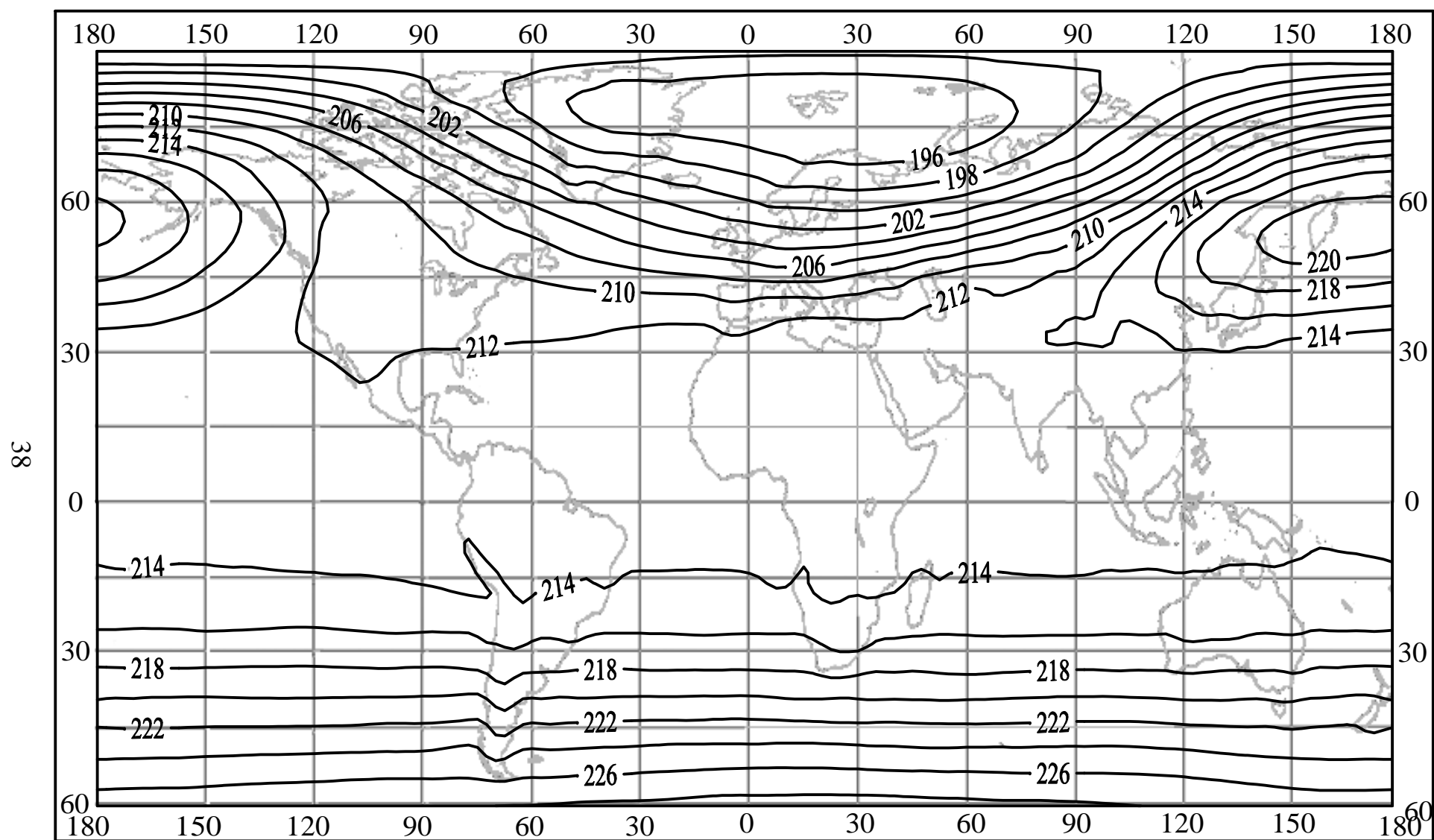


Рис. 2.11 – Температура воздуха на уровне 20 гПа (К). Январь.

умеренных и субтропических широтах сохраняет относительно высокие для стратосферы значения не только в нижней стратосфере (рис. 2.9), где на юге полушария располагается область холода, но и в средней стратосфере (рис. 2.10, 2.11).

В стратосфере, так же как и в тропосфере, температура изменяется от экватора к полюсу неравномерно. Ханевской И.В. [13] выделено две зоны больших горизонтальных градиентов температуры. Наиболее значительной по вертикальной протяженности является сезонная зона больших положительных градиентов температуры. Она возникает на южной границе приполюсной области холода в октябре и сохраняется там, в течение всех зимних месяцев, исчезая в конце марта одновременно с разрушением приполюсной области холода. Наибольшего развития зона больших положительных градиентов достигает зимой. В это время года она прослеживается во всей толще исследуемого слоя стратосферы примерно между 60 и 70° с.ш. и достигают 0,50-0,55 град/1°Ф в нижней стратосфере, возрастая до 0,75-0,80 град/1°Ф в средней стратосфере. В октябре и марте зона положительных градиентов температуры заметна лишь выше 20 км, градиенты в ней в эти месяцы невелики, порядка 0,30-0,40 град/1°Ф [13].

Вертикальная стратификация нижней и средней стратосферы характеризуется сравнительно небольшими в течение всего года изменениями температуры с высотой на всех широтах, кроме тропических. Рассмотрим более детально характер распределения средней месячной температуры воздуха на главных изобарических поверхностях стратосферы: 100, 50, 20 гПа (рис. 2.9-2.14).

Как отмечалось выше, главной особенностью зимнего стратосферного поля средней температуры является наличие обширной приполюсной области холода с ложбинами, направленными на континент Северной Америки и Европейскую часть Евразии, и не менее обширной

области «тепла», центральная часть которой расположена в умеренных широтах над севером Тихого океана и северо-востоком Евразии, а гребни ориентированы примерно в широтном направлении (рис. 2.9-2.11).

Зимнее поле температуры в нижней стратосфере представлено картой распределения температуры на уровне изобарической поверхности 100 гПа (рис. 2.9). Типичными для зимнего стратосферного поля температура является наличием зоны относительно высоких значений температуры (в среднем порядка -56°C на уровне 100 гПа), проходящих вдоль умеренных широт ($40-60^{\circ}$ с.ш.) северного полушария. В направлении на север и на юг от этой зоны температура понижается, достигая наиболее низких значений над экватором (-78° , -80°C на 100 гПа) и над полюсом (около -70°C).

Таким образом, в нижней стратосфере над северными районами полушария горизонтальный градиент температуры сохраняет тоже направление, что и в тропосфере, т.е. с юга на север. Южнее $45-50^{\circ}$ с.ш. над всем северным полушарием происходит обращение горизонтального термического градиента.

Для стратосферы умеренных широт характерно в среднем изотермическое распределение температуры. Возле экватора температура понижается к уровню 100 гПа, где достигает более низких значений, чем над полюсом.

Следует подчеркнуть еще одну особенность зимнего термического поля стратосферы. На севере Тихого океана в зоне относительно высоких значений температуры выделяется область тепла, распространяющаяся частично на Восточную Сибирь и западные районы Северной Америки. В этой области температура имеет существенно большие значения (до -45°C на уровне 100 гПа), чем над другими районами умеренных широт. В тоже время в приэкваториальных районах Тихого океана наблюдаются самые

низкие для всего северного полушария значения температуры (около -81°C на уровне 100 гПа).

Сближение областей с наибольшими и наименьшими значениями температуры создает в нижней стратосфере над Тихим океаном между 30 и 40° с.ш. зону резких контрастов температуры. Горизонтальные градиенты температуры в этой зоне имеют тот же порядок величины, что и в тропосфере, но противоположное направление (понижение температуры в направлении на юг).

Климатическая стратосферная область тепла формируется зимой в районах с преобладающим режимом высокого давления, в умеренных и субтропических широтах над Тихим океаном и прилегающими к нему территориями континентов Евразии и Северной Америки. Наличие на севере Тихого океана области тепла приводит к значительной неоднородности в распределении температуры как в меридиональном, так и в широтном направлениях. Так, температура на западе Северной Америки между $60-70^{\circ}$ с.ш. в стратосфере на 11° выше температуры на западе Европы. Точно также между 50 и 70° с.ш. температура над Восточной Сибирью на $10-13^{\circ}$ выше температуры над восточной частью Северной Америки.

Таким образом, контрасты температуры в стратосфере, обусловленные особенностями структуры термического поля на этих высотах, имеют такой же порядок величины, что и контрасты в нижней тропосфере, вызванные охлаждающим влиянием континентов.

Типичное для нижней стратосферы зимнее распределение средней температуры обеспечивает сохранение положительных барических градиентов в полярных районах северного полушария со значительным увеличением их с высотой в районах, расположенных севернее Тихоокеанской области тепла (между 100° в.д. и 140° з.д.). Контрасты температуры над умеренными широтами Тихого океана настолько велики,

что должны привести к обращению барических градиентов в направлении на юг от 40° с.ш. на уровнях, расположенных выше 100 гПа и к распространению в связи с этим в направлении на север области восточных ветров.

На поверхности 100 гПа (рис. 2.9) над Европой обнаруживается вторичный центр области тепла, существующий в течение всей зимы. По мере возрастания высоты область тепла смещается к западу с небольшой южной составляющей, а ее гребни занимают постепенно более южное положение. На 50 гПа (рис. 2.10) центр области тепла располагается над Камчаткой, на 30 гПа он уже в районе о. Сахалин и на 10 гПа – над крайними восточными районами Евразии, примерно на 50° с.ш. Ось гребня тепла, ориентированного на запад, проходит над Евразией и Атлантическим океаном в нижней стратосфере примерно уже вдоль 45° с.ш., на 30 гПа западнее 80° в.д. – уже вдоль 30-35° с.ш. и на 10 гПа – вдоль 20-30° с.ш. Гребень тепла, ориентированный на восток, достаточно развит лишь в нижней стратосфере, ось его проходит вдоль 50-55° с.ш. В средней стратосфере он прослеживается до 180-148° з.д. Интенсивность области тепла в нижней и средней стратосфере сохраняется примерно постоянной, несколько уменьшаясь к уровню 20 гПа (рис. 2.11).

Характерным для районов, находящихся под влиянием стратосферной области тепла, является рост температуры с высотой. Основными причинами, приводящими к увеличению температуры воздуха с высотой в области тепла, надо полагать, являются адиабатическое нагревание воздуха благодаря преобладанию нисходящих движений его в системе стратосферного антициклона, а также нагревание воздуха за счет некоторого возрастания количества озона, опускающегося вместе с массами воздуха более богатым озоном.

Весной в северном полушарии происходит формирование области тепла в стратосфере и арктического циркумполярного антициклона в

страто– и мезосфере, а в южном полушарии одновременно – понижение температуры в атмосфере и образование страто–мезосферного антарктического циркумполярного циклона.

В марте происходит перемещение области тепла в более высокие широты северного полушария. В Арктике начинают появляться восточные составляющие ветра.

В апреле продолжается развитие весенних процессов в страто– и мезосфере в северном полушарии и осенних процессов в южном полушарии, начинающихся в марте. Однако, если в южном полушарии антарктический циклон формируется еще в марте, то весенняя перестройка в северном полушарии полностью завершается в среднем только в мае, когда область тепла центрирует на стратопause над Арктикой.

В мае в южном полушарии происходит дальнейшая интенсификация полярного циклона, максимальное развитие которого достигается в июле.

Лето северного полушария характеризуется максимальным развитием арктического страто–мезосферного антициклона и антарктического страто–мезосферного циклона. В июне и июле в северном полушарии температуры в стратосфере и нижней мезосфере достигают максимальных значений.

В июне и июле восточный поток в летнем антициклоне усиливается и в пределах стратосферы и нижней мезосферы распространяется далее к югу. В стратосфере южного полушария этот восточный перенос представляет собой циркуляцию стратосферных тропических и субтропических антициклонов.

В августе область тепла в стратосфере и нижней мезосфере северного полушария значительно ослабевает.

Стратосферное поле температуры над северным полушарием летом (рис. 2.12-2.14), так же как и зимой, существенно отличается от тропосферного. Здесь распределение температуры зависит главным

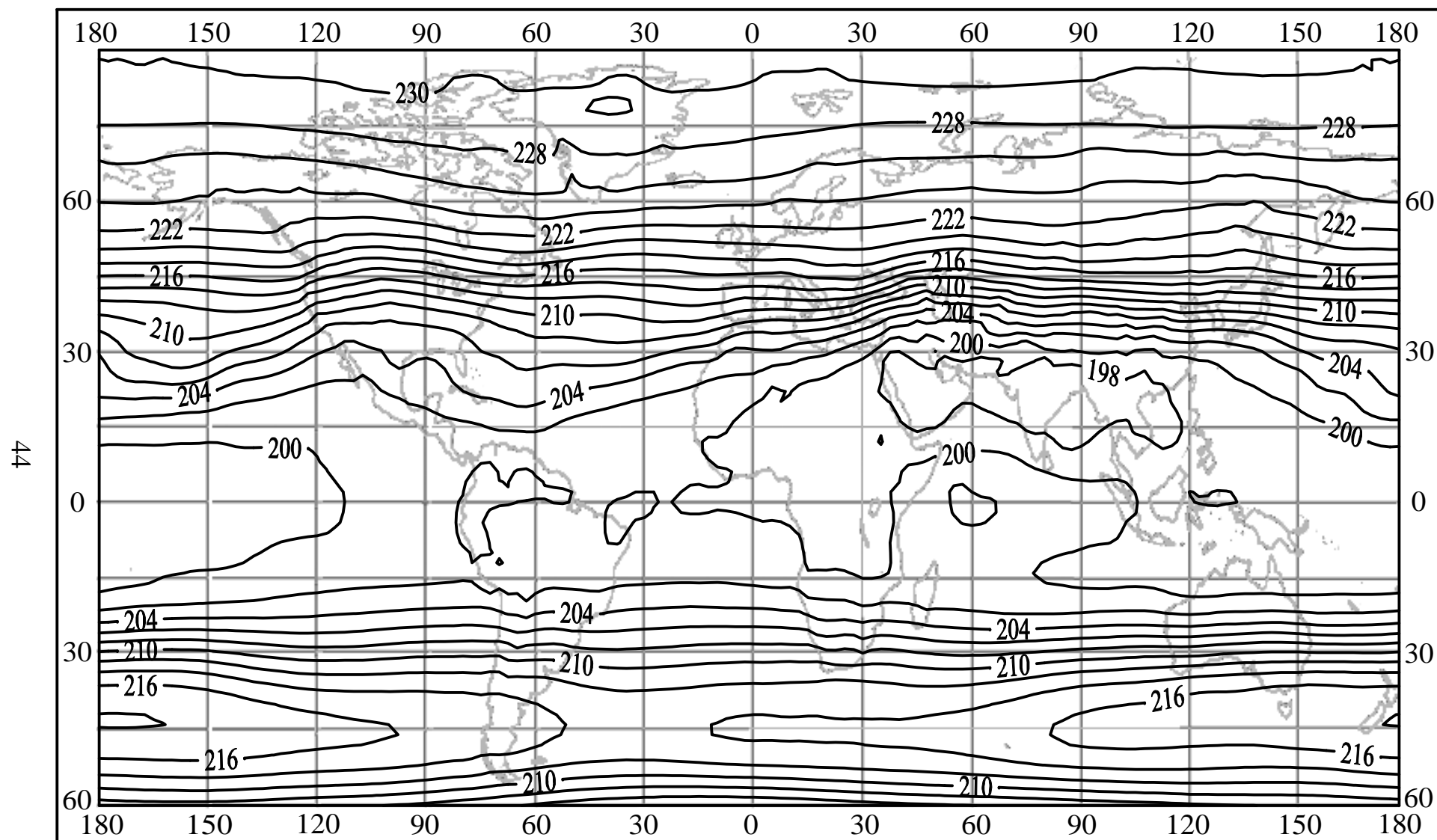


Рис. 2.12 – Температура воздуха на уровне 100 гПа (К). Июль.

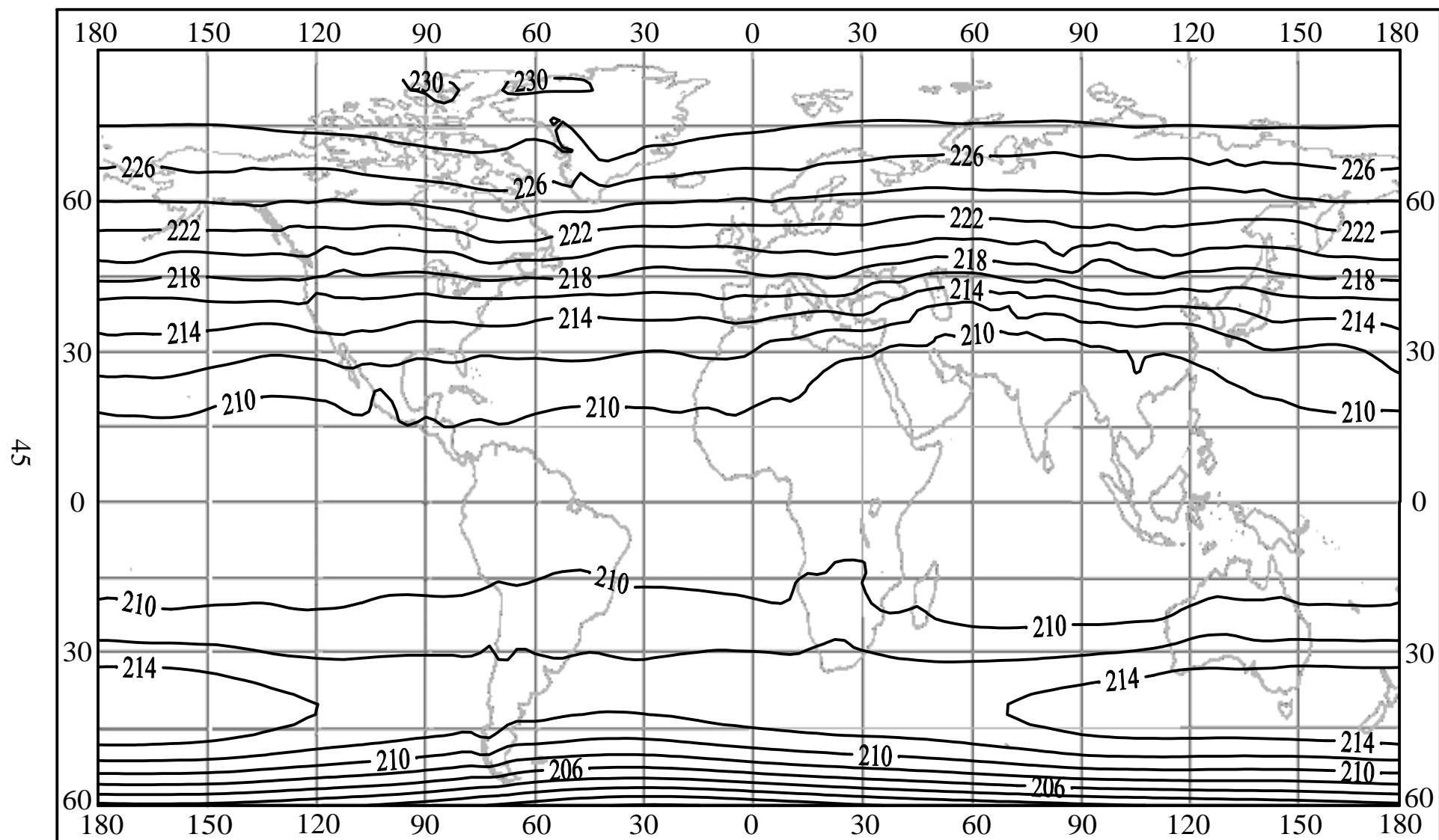


Рис. 2.13 – Температура воздуха на уровне 50 гПа (К). Июль.

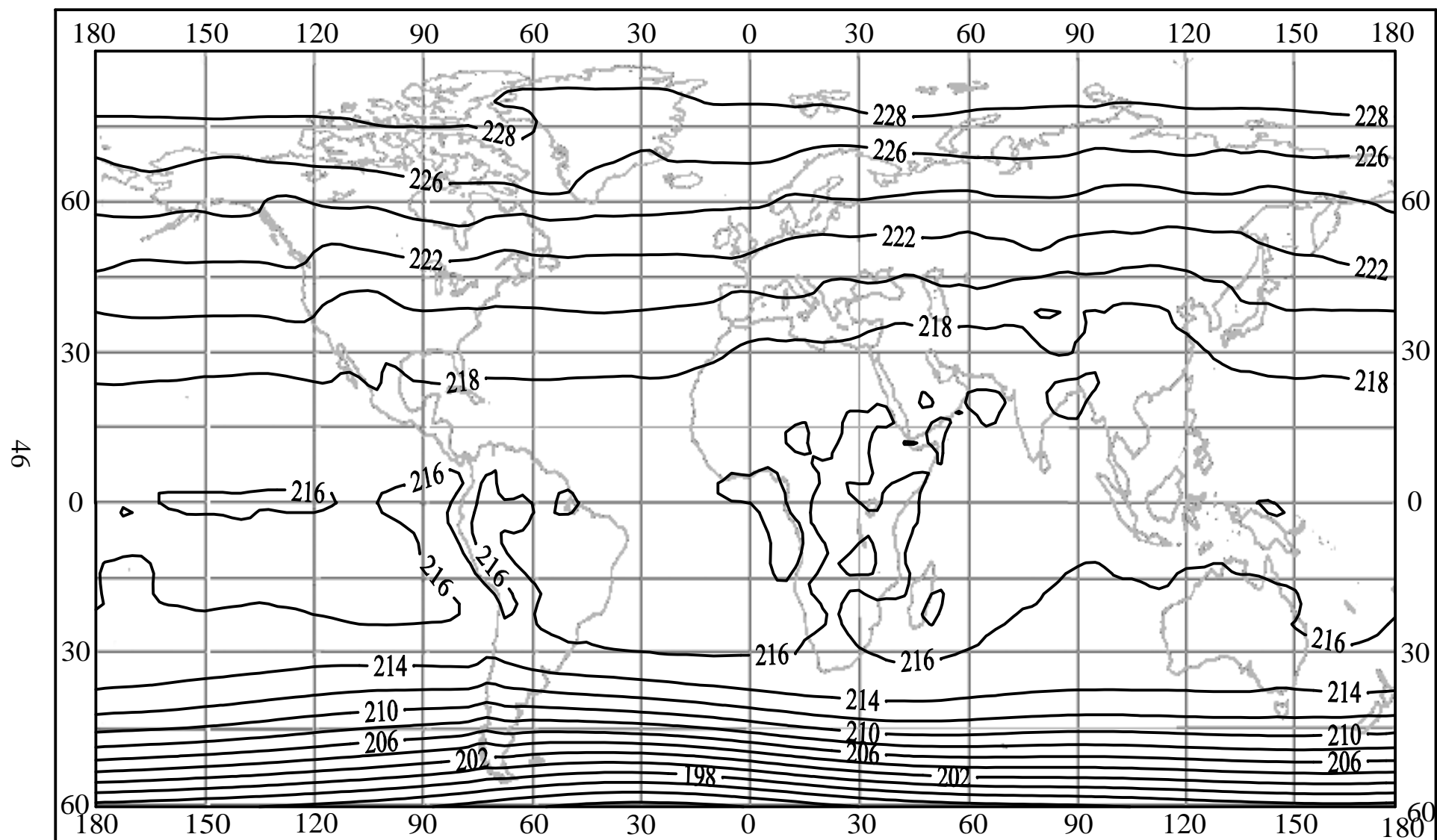


Рис. 2.14 – Температура воздуха на уровне 20 гПа (К). Июль.

образом от количества солнечной радиации, поглощенной непосредственно этими слоями атмосферы, тепловое же излучение Земли и слоев воздуха, расположенных ниже, играет второстепенную роль. Основное влияние на формирование летнего температурного поля в стратосфере оказывает резкое увеличение продолжительности солнечного сияния в северных районах полушария. Уже с февраля продолжительность солнечного сияния на этих высотах становится на несколько часов больше, чем у поверхности земли, а с марта–апреля стратосфера севернее 60° с.ш. непрерывно освещается Солнцем в течение нескольких месяцев. Так, на высотах 16-20 км атмосфера освещена в полночь Солнцем на 90° с.ш. с первой декады марта по первую декаду октября, на 80° с.ш. – с начала апреля по первую декаду сентября (6 месяцев) и на 70° с.ш. – с первой декады мая по первую декаду августа (3,5 месяца). В октябре число часов солнечного сияния в стратосфере также значительно больше, чем у поверхности земли.

В связи с этим, характерным для летнего стратосферного поля средней месячной температуры является наличие наиболее высоких значений температуры над полюсом и непрерывное понижение ее в направлении к экватору (рис. 2.12-2.14). Распределение температуры в стратосфере над всем полушарием близко к зональному. Лишь на изобарической поверхности 100 гПа заметно некоторое нарушение зональности в умеренных и субтропических широтах, а также на юге полушария, где эта поверхность располагается еще в слое колебания тропической тропопаузы.

Наиболее значительные контрасты между температурой воздуха над полюсом и экватором наблюдаются в нижней стратосфере, где в южных широтах располагается приэкваториальная область холода. Выше, вследствие значительного роста температуры с высотой в тропических широтах и менее значительного повышения ее в умеренных и полярных

широтах, контрасты температуры воздуха над полюсом и экватором уменьшаются и для средней стратосферы характерно уже малоградиентное поле температуры, а распределение температуры в стратосфере близко к зональному (рис. 2.13, 2.14).

Типичное для стратосферы летнее распределение температуры над северным полушарием является основой для перестройки барического поля, осуществляющееся несколько выше 16 км [23-26].

Вследствие обращения термических градиентов в стратосфере преобладающий в тропосфере умеренных и полярных широт западный перенос ослабевает, и с высоты 19 км над всем северным полушарием устанавливается уже восточный перенос. К югу от 30° с.ш., где летом для тропосферы характерны восточные ветры, в стратосфере их скорости значительно возрастают вплоть до высот 22-23 км (рис. 2.14). В этих слоях на широтах 10-20° летом развивается приэкваториальное струйное течение (см. главу 4).

В стратосфере (на уровне 10 гПа) поля температуры летом имеют зонально однородную структуру с максимумом в области полюсов. Зимой широтный градиент температуры является обратным и в северном полушарии формируются области тепла и холода, связанные с динамическим влиянием на стратосферу длинных волн зонального разложения полей движения в тропосфере [27].

Таким образом, уменьшение контрастов температуры в тропосфере между экватором и полюсом летом является следствием не повсеместного выравнивания температуры во всем диапазоне широт северного полушария, а уменьшение температурных различий лишь между широтными поясами, расположенными к югу от 50° с.ш.

Осенью в северном полушарии происходит разрушение циркумполярного страто-мезосферного антициклона в Арктике и начинает образовываться циклон. В южном полушарии осуществляются

противоположные процессы – разрушение высотного циклона и формирование высотного антициклона.

В течение сентября область тепла и стратосферный антициклон над Арктикой разрушается. Там образуется малоинтенсивная депрессия, а антициклоны смещаются в средние широты. Над тропиками в стратосфере сохраняются области восточных потоков.

В октябре в стратосфере Арктики область холода оказывается уже сформированной. В целом в октябре, как и в весенние месяцы (особенно в марте), в верхней стратосфере и нижней мезосфере имеет место отчетливое преобладание западных потоков.

В ноябре область холода в стратосфере и нижней мезосфере заметно интенсифицируется. Под влиянием миграции центра стратосферного циклона в Центральной Арктике отмечаются восточные ветры в стратосфере.

Стратосферное поле температуры существенно отличается от тропосферного как своей горизонтальной и вертикальной структурой, так и характером сезонной перестройки. Первая характерная особенность стратосферного поля температуры заключается в том, что его зимняя структура резко отличается от летнего, чего не наблюдается в тропосфере. Зимнее стратосферное поле температуры, как показано выше, характеризуется наличием наиболее высокой температуры в умеренных и субтропических широтах с постоянным понижением ее к югу и к северу. Летом же в стратосфере наиболее высокая температура наблюдается над полюсом. К югу от него она непрерывно понижается, более значительно в нижней стратосфере. Зимой к северу от 30° с.ш. температура имеет вертикальное распределение, близкое к изотермическому, с тенденцией к понижению в нижней стратосфере. Летом во всех широтных зонах северного полушария температура в стратосфере с высотой растет.

Второй характерной особенностью, отличающей стратосферный температурный режим от тропосферного, является то, что сезонная перестройка поля температуры в стратосфере от зимы к лету и снова к зиме происходит в весьма сжатые сроки и главным образом за счет резких изменений температуры над полярным бассейном.

Но одной из главных особенностей поля многолетней средней температуры над северным полушарием является значительная меридиональная и зональная его неоднородность как в тропосфере, так и в стратосфере.

Изложенные общие черты дают представление о температурном режиме тропосферы и стратосферы над обеими полушариями до высот 20-25 км. Построенные на статистически достоверном материале карты в значительной степени уточняют имеющиеся представления о пространственно-временном распределении температуры в свободной атмосфере и содержат ряд новых сведений, необходимых для уточнения физической схемы общей циркуляции атмосферы.

2.2.2 Непериодические изменения температуры в стратосфере и мезосфере

Аномальные потепления являются одним из наиболее интересных и своеобразных процессов в стратосфере и мезосфере. Повышенное внимание к изучению этого явления вызвано не только научными, но и практическими целями, так как стратосфера является сферой действия различных летательных аппаратов. Именно в стратосфере процесс потепления протекает наиболее бурно, с возникновением высотных фронтальных зон, в которых наблюдаются струйные течения с огромными скоростями, достигающими 200 м/с, разрывами в поле плотности и изменениями температуры более чем на 60-80 °С [27]. В результате в

верхней стратосфере зимой температура может достигать положительных значений, превышающих летние. Наиболее значительные изменения происходят в слое 30-45 км, где интенсивность приполюсной области холода наибольшая (-74, -75 °C) [28].

В период потепления резко изменяется температурная стратификация. Понижение температуры с высотой в стратосфере высоких широт сменяется повышением или изотермией. Стратопауза может опуститься в течение нескольких дней на 20 км, а температура в этом слое возрасти до положительных значений.

Резкие повышения температуры и усиление скорости ветра являются проявлением крупномасштабных непериодических процессов в зимней стратосфере и характеризуют ее метеорологическую активность.

Исследованию стратосферных потеплений, отмеченных впервые в 1952 году Р. Шерхагом, посвящено много работ советских и зарубежных ученых: Х.П. Погосяна и А.А. Павловской, С.С. Гайгерова, К.Т. Логвинова, Л.Р. Ракиповой, Т.Х. Геохланиян, К. Лабицке, В. Годсона, Ф. Фингера и С. Тьюлеса, И. Хирота, Г. Варнеке, Х. Виллета, Х. Векслера, Э. Пальмена, Х. Лэмба, Х. Филпота и многих других [29-54].

В настоящий момент имеется несколько различных численных моделей стратосферных потеплений, однако ни одна из них не может достаточно полно описать или спрогнозировать это явление. Для решения этой задачи, в частности, необходимы данные наблюдений для изучения следующих вопросов [30]:

- каков источник тропосферного механизма, который приводит к усилению переноса энергии в стратосферу;
- каким образом этот перенос взаимодействует с зональным потоком.

В соответствии с классификацией ВМО [30], потепления подразделяются на сильные и слабые.

Сильными считаются потепления, при которых движение к полюсу крупномасштабных термических систем приводит к смене полярной циркуляции на высоте ниже 10 гПа в связи со сменой меридионального температурного градиента в средней и нижней стратосфере в направлении к полюсу от 60° с.ш.

Слабыми считаются потепления, при которых наблюдаются повышения температуры не менее чем на 25 °С за неделю или более короткий срок на любом уровне стратосферы и в любой зоне зимнего полушария. При этих потеплениях смена циркуляции не наблюдается.

В классификации ВМО выделен еще один тип потеплений – *локальные*, к которым относятся все остальные виды, не отвечающие двум выше приведенным критериям.

Потепления в зимней стратосфере северного полушария наблюдаются каждый год в период с декабря по март, а в отдельные годы несколько раз. Количество зарегистрированных потеплений увеличивается по мере улучшения информации о более высоких слоях. Они являются климатологической особенностью термического режима зимней стратосферы и мезосферы.

Локальная вертикальная структура потеплений на основании анализа вертикальных временных разрезов, построенных по данным радиозондовых и ракетных наблюдений, и синоптические условия, соответствующие им, изучены достаточно детально.

Анализ показывает, что основной вклад в общую изменчивость макроциркуляционных процессов тропосферы и стратосферы вносят зимние процессы ввиду их повышенной активности. Наиболее существенными стратосферными процессами, определяющими эту изменчивость, являются стратосферные потепления. Физической природе, синоптическим и динамическим характеристикам, энергетике зимних стратосферных потеплений посвящена значительная литература, сведения

о которых представлены в [29, 31-54]. Стратосферные потепления могут сопровождаться разрушением стратосферного циркумполярного циклона, сменой направления меридионального градиента температуры и направления циркуляции с западного на восточное в значительной толще атмосферы. Ряд авторов считает, что сильные стратосферные потепления оказывают большое влияние как на тропосферные, так и стратосферные процессы, в частности в [36] утверждается, что тепло, проникающее в тропосферу, оказывает существенное влияние на энергетику и циркуляционный режим тропосферы. Согласно [34], динамическое взаимодействие между стратосферой и тропосферой, в частности связанное с планетарными волнами, может оказать существенное влияние на вариации тропосферной циркуляции с временными масштабами от нескольких дней до нескольких месяцев.

По современным представлениям потепления обусловлены динамическими факторами, например возмущениями, возникающими в разных слоях атмосферы и создающими неустойчивость слоев. В слоях тропосферы и мезосферы неустойчивость является преобладающим состоянием, а в отдельные периоды, в том числе во время потеплений, неустойчивость охватывает все слои, от земной поверхности до мезопаузы и выше [28].

Основными видами волновых возмущений, играющих существенную роль в процессах стратосферы и мезосферы, являются гравитационные, приливные и планетарные волны. Гравитационные и приливные волны в виду их регулярности определяют относительно устойчивую среднюю циркуляцию. Планетарные волны, возникающие из-за термической неоднородности подстилающей поверхности, вносят, очевидно, существенный вклад в возникновение возмущений и являются основным механизмом при развитии потеплений [31].

Анализ потеплений, произведенный по экспериментальным данным, показал, что потепления в стратосфере и мезосфере проявляются в виде последовательных волн – то более сильных, то более слабых. Слабые или локальные потепления наблюдаются каждую зиму по несколько раз и часто локализируются в определенном слое, например, вблизи стратопавзы, и не всегда распространяются вниз или вверх. Сильные потепления, как правило, бывают страто-мезосферными и носят глобальный характер, т.е. проявляются во внетропических широтах всего полушария и наблюдаются не каждую зиму. Сильные потепления характеризуются следующими особенностями [28].

1. Нагрев происходит вначале на более высоких уровнях (в мезосфере), а затем в течение нескольких дней наблюдается быстрое распространение его вниз. Одновременно происходит опускание стратопавзы. Повышение температуры на стратопавзе сопровождается охлаждением более высоких слоев.

2. Разрушение околорольного циклонического вихря и смена знака циркуляции происходит в средней и нижней стратосфере.

3. Восстановление барического, температурного и циркуляционного поля начинается сверху.

4. Процесс потепления в стратосфере более продолжительный, чем в мезосфере.

К настоящему времени существует ряд каталогов зимних стратосферных потеплений различной интенсивности [32, 33, 35].

Характер развития сильных потеплений также может быть различным. Например, в [47] выделяются 2 типа потеплений. При первом типе наблюдается взаимодействие температурной волны, двигающейся к востоку, со стоячей волной, которая располагается над Восточной Сибирью в средней стратосфере. Эта стоячая волна характеризуется

волновым числом 1 в поле давления и известна под названием алеутского антициклона.

При втором типе движущаяся волна имеет меридиональную траекторию в районе севера Атлантического океана. Сильные потепления, сопровождающиеся перестройками, наблюдаются только в северном полушарии.

Кроме страто-мезосферных потеплений иногда наблюдаются мезосферные потепления, при которых теплые области локализуются на высоте 70 км и вниз не опускаются.

По мнению ряда авторов, сильные потепления оказывают большое влияние как на тропосферные, так и на термосферные процессы, а также на термический режим тропической и экваториальной зон. Потепление в стратосфере высоких широт сопровождается похолоданием в мезосфере и тропосфере низких широт (южнее 30°), распространяющимся в низкие широты южного полушария [48, 49]. Как утверждается в [50], тепло, проникающее из стратосферы в тропосферу, оказывает существенное влияние на энергетику и циркуляционный режим тропосферы. Так, например, рассчитано [50], что энергия циркуляции тропосферы во время потепления изменяется на 11% от общей глобальной энергии циркуляции этого слоя.

Анализ изменений ветра в метеорной зоне в период потеплений, произведенный в ряде работ, например [51], позволил определить существенное влияние процессов потепления на циркуляцию в нижней термосфере, которая в зимнее время находится в одной системе с циркуляцией стратосферы и мезосферы. Таким образом, возмущения в атмосфере, которые наблюдаются при сильных зимних потеплениях, охватывают огромные толщи слоев, от поверхности земли до термосферы [52].

Некоторые исследователи одной из причин развития сильных стратомезосферных потеплений считают влияние солнечной активности [53, 54].

В работе [54] выяснено, что интенсивность зимних околополюсных циклонических вихрей в средней стратосфере при максимуме солнечной активности в 11-летнем цикле резко уменьшается (что характеризуется увеличением высоты поверхности 10 гПа) по сравнению с годами минимума в 11-летнем цикле, а в высокоширотных зимних антициклонах (тихоокеанском и атлантическом) интенсивность, наоборот, возрастает в годы максимума.

Синоптические исследования показали, что потеплениям предшествует увеличение горизонтальных градиентов температуры и давления [55]. Оно вызвано усилением приполюсной области холода и максимальным углублением близко ей соответствующего стратомезосферного циклона и ложбин низкого давления, проникающих далеко к югу. Одновременно усиливаются и антициклоны в стратосфере над умеренными широтами вследствие горизонтальных притоков тепла по восточной периферии ложбин. Преобладающие условия циркуляции резко нарушаются.

Интенсивный приполюсный стратомезосферный циклон, обуславливающий преобладание западного переноса в высоких и умеренных широтах северного полушария может не только менять свое положение, смещаясь в более низкие широты, он может раздваиваться на самостоятельные центры. В результате над высокими широтами возникает теплая перемычка высокого давления между алеутским антициклоном над северной частью Тихого океана и антициклоном над Северной Атлантикой. Это обуславливает нарушение зональности потоков. Возникает отчетливо выраженная меридиональность процессов и интенсивный межширотный перенос теплых и холодных воздушных масс. Стратосферным потеплениям предшествуют мощные меридиональные

преобразования термобарических полей: сначала в тропосфере (500 гПа), а затем в нижней и средней стратосфере (Х.П. Погосян, Е.П. Борисенков). В начальный период меридиональных преобразований наблюдается подобие процессов в тропосфере и верхней стратосфере. Это находит отражение в близком расположении центров приполюсного циклона в тропосфере и верхней стратосфере. Взаимосвязь между процессами в тропосфере и стратосфере в период потепления в стратосфере выражена наиболее хорошо. При ослаблении меридиональности процессов в их перестройке последовательность не выдерживается, т.е. ослабление может происходить и сверху вниз, и снизу вверх (В. Миронович).

Увеличение интенсивности меридиональных процессов при сильных потеплениях в северном полушарии наблюдается в слоях атмосферы от тропосферы до мезосферы, что отражает факт взаимодействия между слоями в атмосфере в эти периоды. Определенным подтверждением влияния тропосферных процессов на стратосферу является отличие в режиме потеплений в двух полушариях Земли.

В южном полушарии, где деятельная поверхность более однородна и меридиональность процессов меньше, потепления в стратосфере менее интенсивные и не приводят к преобразованию циркуляционных процессов. Они локализованы и ограничены прибрежными районами Восточной Антарктиды, по продолжительности кратковременны и характеризуются большой стабильностью во времени. В верхней стратосфере они начинают с середины зимы, а средней – весной (С.С. Гайгеров).

Таким образом, энергообмен между деятельной поверхностью и атмосферой (и тропосферные процессы в первую очередь) обуславливают крупные нарушения зональной циркуляции в стратосфере, следствием которых являются внезапные потепления.

Значительный интерес представляет изучение зимних стратосферных потеплений с позиции энергетики. Для понимания причины потеплений важно выяснить:

- изменения и преобразования различных форм энергии в области развития зимнего потепления, а также в выше- и нижележащих слоях;
- потоки энергии на верхней и нижней границах слоя, в котором развивается потепление.

Энергетический цикл в нижней и средней стратосфере (до поверхности 10 гПа) для периода потеплений изучался в многочисленных работах [37-45]. Исследование энергетики выполнялось в терминах цикла Лоренца и производилось сравнение с энергетическим циклом, рассчитанным для средних условий [46].

Характерной особенностью всех потеплений является увеличение горизонтальных градиентов метеовеличин и отчетливо выраженная локализация крупномасштабной меридиональной циркуляции в стратосфере, а иногда и в мезосфере.

Пространственно-временная структура внезапных потеплений в нижней стратосфере (50-10 гПа) северного полушария наиболее детально исследована Л.Р. Ракиповой [52] и И.В. Котляр [41] по индексам, характеризующим изменение температуры, преобразование полей температуры и циркуляции. Ими была произведена количественная оценка интенсивности потеплений, распространения по площади, направление перемещения и в зависимости от этого дана классификация потеплений.

Потепления северного полушария характеризуются большим разнообразием, которое проявляется в районах их возникновения, траекториях перемещения по горизонтали, распространении по вертикали. В. Годсоном в 1963 году была предложена классификация потеплений в зависимости от направления их распространения:

- асимметричные потепления над высокими широтами, обусловленные распространением области тепла в Арктику из тихоокеанского сектора через Аляску и Северную Америку;

- биполярные потепления, связанные с распространением теплого воздуха в Арктический бассейн из двух районов северных частей Тихого и Атлантического океанов. В результате этого приполюсная область холода раздваивается на два самостоятельных центра.

К. Лабицке (1965 г.) [31, 35, 48] была предложена классификация в зависимости от района возникновения потепления, направления движения по горизонтали и последующей реакции тропосферы. По району возникновения потепления делятся на два типа: американский и европейский. Потепления первого типа смещаются на восток, второго – на запад. Зимние потепления находятся в фазе с 26-месячным циклом в экваториальной стратосфере, т.е. при западных потоках в экваториальной стратосфере наблюдается европейский тип потеплений, при восточных потоках – американский тип.

А.С. Беспрозванная и Б.И. Сазонов делят потепления по характеру их начала на размытые и взрывные (1969 г.).

По современной классификации ВМО внутрисезонные потепления делят по степени интенсивности на основные, которые характеризуются большой интенсивностью, и второстепенные – малоинтенсивные. Основные потепления (крупномасштабные) ведут к разрушению холодного стратосферного циклона и обращению меридиональных градиентов температуры. Второстепенные потепления (локальные), в отличие от них, не приводят к обращению горизонтальных градиентов температуры.

Каждое из них связано с развитием области высокого давления: алеутского либо североатлантического. В последнее время подобный

антициклон был обнаружен в Индийском океане, а связанные с ним потепления распространяются на районы Средней Азии и Сибири.

Основной вопрос, который привлекает всеобщее внимание, - это природа и причины данного планетарного явления. Несмотря на то, что после открытия потеплений прошло более 50-ти лет, природа его до сих пор остается недостаточно ясной.

Стратосфера занимает промежуточное положение между тропосферой и мезосферой. Поэтому естественно предположить, что стратосфера находится под влиянием как нижней, так и верхних сфер. Отсюда и различные взгляды на процессы, происходящие в стратосфере – либо стратосферные процессы являются отражением тропосферных, а следовательно, и деятельной поверхности, либо преобладает влияние верхних слоев и солнечной активности.

Наиболее распространенной гипотезой о внезапных потеплениях в зимней стратосфере является гипотеза, что потепления обусловлены интенсивными горизонтальным и макротурбулентным притоком тепла, который создается планетарными ложбинами страто-мезосферного циклона и смещением алеутского либо атлантического антициклонов, либо их синхронным смещением к северу.

Нарушению зональной циркуляции в стратосфере предшествует интенсивная меридиональная циркуляция в тропосфере (за 3-21 день). В результате в тропосфере над Арктикой температура воздуха в 78% случаев повышается на 20° и более.

Наибольшая вероятность потеплений в стратосфере наблюдается в январе-феврале, когда зональные градиенты температуры в тропосфере над выхожденным континентом-океаном достигает максимальных значений. Градиенты температуры в них составляют в нижней тропосфере значений 0,80-1,00 град/110 км.

Усиливающее влияние на потепления, возможно, оказывают притоки энергии, связанные с солнечной активностью. Доказательством является то, что максимум приращения температуры в процессе потепления совпадает с максимумом геомагнитной активности.

Отсутствие ясного физического механизма связей подобного рода, а также передача возмущений в вертикальном направлении является слабым звеном в гипотезе.

Таким образом, зимние потепления вызываются, по-видимому, сочетанием 3-х факторов: баротропной и бароклинной неустойчивости и вариации потока энергии из тропосферы. Причем в плане энергетики процесс потепления захватывает всю толщу атмосферы от поверхности земли до 60 км. Дальнейшее развитие исследований должно быть направленно на более детальное изучение этих 3-х механизмов во всей области развития потепления, включая верхнюю стратосферу и нижнюю мезосферу.

2.3 Статистическая структура вертикальных профилей температуры в тропосфере и стратосфере северного полушария

В последние 10-12 лет много внимания уделяется изучению взаимосвязи процессов в тропосфере и стратосфере и выявлению причинноследственных синхронных и асинхронных зависимостей между процессами, развивающимися в различных слоях атмосферы.

В исследованиях по взаимодействию верхних слоев атмосферы с процессами в тропосфере наметились три направления. Одно из них характеризуется динамическим подходом к решению проблемы и посвящено вычислению энергетики отдельных слоев атмосферы и выявлению влияния возмущений (наблюдающихся на верхних уровнях) на

циркуляцию тропосферы. Второе направление связано с выявлением чисто радиационных факторов теплового режима верхней атмосферы и взаимосвязи процессов в стратосфере и тропосфере. Третье направление подходит к решению этой проблемы с синоптической точки зрения. Сюда относятся многочисленные исследования, посвященные стратосферным потеплениям в Арктике зимой и выявлению некоторых синхронных и асинхронных зависимостей между процессами, происходящими в стратосфере, и характером циркуляции, а следовательно, и погоды в тропосфере. Этот вопрос занимает большое место в исследованиях Х.П. Погосяна, А.А. Павловской и М.В. Шабельниковой.

Исследование статистической структуры полей метеорологических величин необходимо для решения ряда практических задач и, прежде всего, для объективного анализа исходных полей, которые используются в численных моделях атмосферы в качестве начальных данных. Развитие ракетных и спутниковых методов измерения параметров атмосферы способствуют постоянному уточнению по эмпирическим данным строения и циркуляции воздушной оболочки Земли на высотах более 25-30 км.

Главные особенности вертикальной и горизонтальной термической структуры атмосферы между экватором и полюсом отчетливо видны на рис. 2.15 [55].

Характерным для поля температуры в тропосфере и стратосфере является большая вертикальная и горизонтальная его неоднородность, сохраняющаяся и при осреднении температуры по широтам.

Из рис. 2.15 видно, что в тропосфере температура повышается на протяжении всего года от полюса к экватору. Максимальные значения температуры наблюдаются в зоне широт 0-20°. Зона минимальных значений температуры располагается над полюсом. Поэтому в тропосфере в течение всего года горизонтальный градиент температуры направлен от экватора к полюсу и преобладает западный перенос.

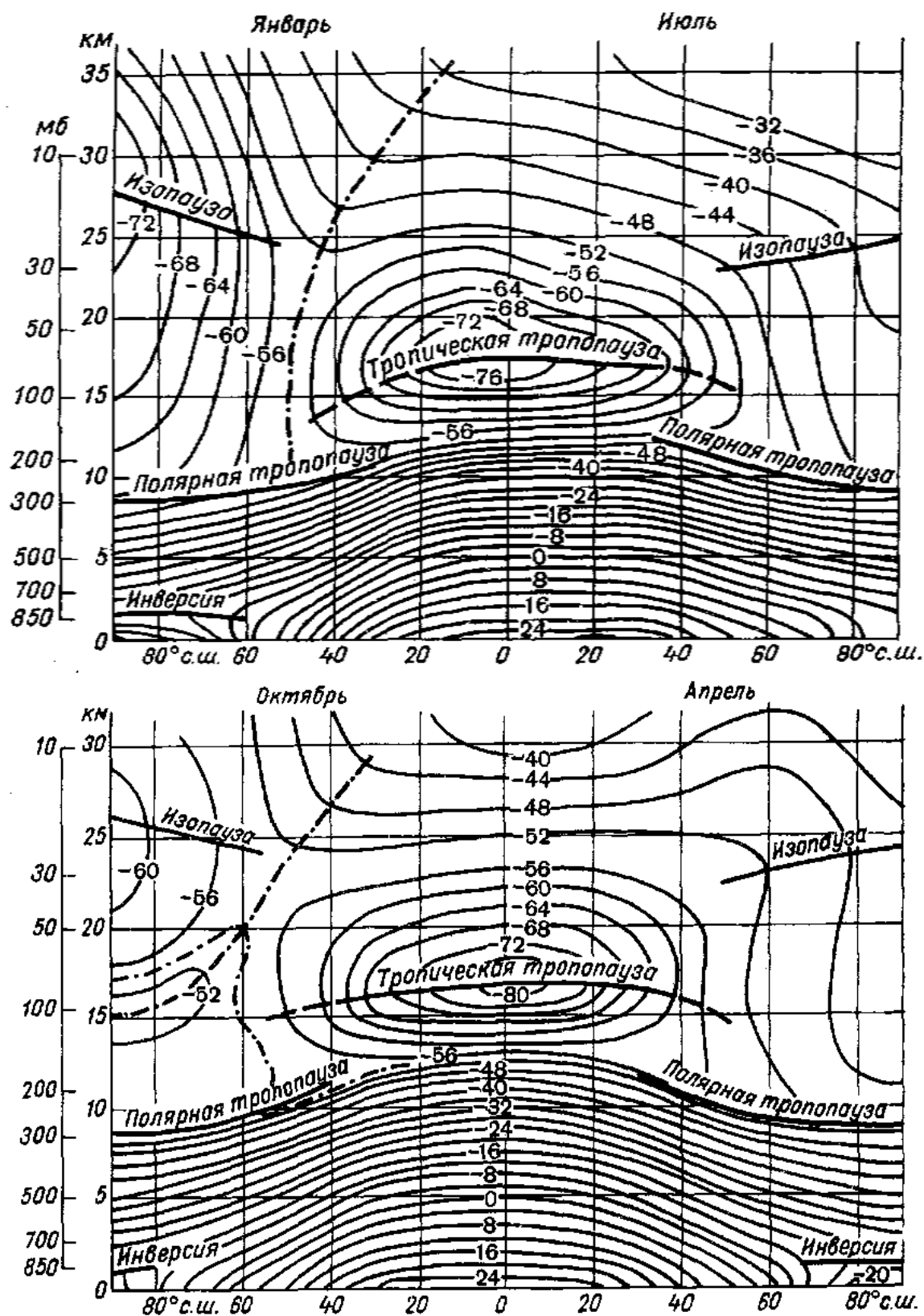


Рис. 2.15 – Меридиональные вертикальные разрезы атмосферы с данными средней зональной температуры для четырех срединных месяцев календарных сезонов.

Распределение температуры (см. п. 2.2) и геопотенциала (глава 3) в стратосфере более сложное, чем в тропосфере. К югу от 40° с.ш. в нижней стратосфере в течение всего года существует приэкваториальная область холода с температурой в центре порядка -80, -82 °С (рис. 2.15). Она образуется вследствие интенсивного турбулентного и конвективного перемешивания воздуха и высокого положения тропопаузы в тропосфере тропических широт.

К северу от центра приэкваториальной области холода температура воздуха повышается. Зимой температура воздуха растет по мере продвижения на север вплоть до умеренных широт в нижней стратосфере и субтропических в средней. Затем она снова понижается и достигает второго минимума над Северным полюсом. Эта обширная область холода над Полярным бассейном возникает вследствие зимнего выхолаживания атмосферы, наиболее интенсивного в течение полярной ночи. Приполюсная область холода, существующая с октября по март, наибольшего развития достигает в центральные зимние месяцы. В декабре-январе температура в ее центре, в слое между 25-30 км, опускается до -73 °С.

Наиболее высокая температура наблюдается в умеренных и субтропических широтах. В нижней стратосфере максимум располагается на широтах 40-60°, а в средней стратосфере – несколько южнее. Поэтому горизонтальные градиенты температуры в средней и верхней стратосфере зимой направлены от умеренных широт к полярным и тропическим. Наиболее значительна по вертикальной протяженности сезонная зона больших положительных градиентов температуры, образующаяся в октябре по южной границе приполюсной области холода и существующая до конца марта. Наибольшего развития она достигает зимой на широтах 60-70°. Ее средние горизонтальные градиенты температуры составляют 0,50-0,55 °С/1° ф в нижней стратосфере и 0,75-0,80°С/1° ф в средней.

Другая область значительных горизонтальных градиентов в стратосфере устанавливается при переходе от умеренных широт к тропическим – в зоне 20-45° с.ш. Она существует в течение всего года и мигрирует, занимая наиболее южное положение зимой и наиболее северное летом. Зимой, когда в умеренных широтах формируется стратосферная область тепла, отрицательные градиенты становятся более интенсивными – в среднем 0,90°С/1° ф. Особенно больших значений они достигают над Тихим океаном, на севере которого располагается центральная часть стратосферной области тепла умеренных широт. Внутри этой области абсолютные значения температуры воздуха заметно выше, чем над всеми другими частями полушария.

Наличие в нижней стратосфере зоны больших отрицательных горизонтальных градиентов температуры в холодное время года приводит к значительному ослаблению западных ветров в субтропических и тропических широтах и к расширению в северном направлении зоны восточных ветров тропических широт.

Рассмотрим особенности вертикального распределения температуры по различным широтным зонам. Для стратосферы тропических и субтропических широт характерен рост температуры воздуха с высотой, наблюдающийся в течение всего года. Величины вертикальных градиентов средней зональной температуры южнее 40° с.ш. почти не имеют годового хода. Они колеблются от -0,30 до -0,20 °С/100 м в нижней и от -0,20 до -0,17 °С/100 м в средней стратосфере. Благодаря значительному росту температуры с высотой в субтропических и тропических широтах температура зимой с 20-21 км становится выше, чем в полярных широтах, а с 25-27 км – выше, чем в умеренных. Исключение составляют районы, занятые зимой стратосферной областью тепла, где температура воздуха вплоть до высоты 30 км остается выше, чем над остальной территорией полушария. К северу от 30° с.ш. зимой для нижней стратосферы

характерно почти изотермическое распределение температуры в умеренных широтах и понижение температуры с высотой в полярных. В средней стратосфере умеренных широт небольшой рост температуры наблюдается на высоте более 25 км.

На картах средних многолетних значений температуры воздуха на отдельных изобарических поверхностях [13] область холода в стратосфере несколько асимметрична относительно географического полюса. Центр ее смещен в атлантический сектор Арктики и располагается на всех уровнях нижней и средней стратосферы примерно в районе архипелага Земля Франца-Иосифа. Температура воздуха в ее центральной части в январе на уровне 100 гПа имеет значения порядка -68°C , на уровне 10 гПа – -74°C . В центральной части области тепла, расположенной над северо-востоком Азии и севером Тихого океана, температура в январе достигает на уровне 100 гПа -46°C , на уровне 10 гПа – -39°C . Она примерно на $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$ выше, чем на соответствующих широтах над Атлантическим океаном и в более южных широтах Тихого океана.

По выводам Дубенцова В.Р, Москалевой И.М. и Ханевской И.В. повышение температуры воздушных масс с высотой в области стратосферного тепла в основном определяется адиабатическим нагреванием воздуха, обусловленным преобладанием нисходящих движений в системе стратосферного антициклона, а также нагреванием воздуха за счет некоторого возрастания количества озона, опускающегося вместе с массами воздуха более богатыми озоном. Понижение же температуры с высотой в центральных районах приполюсной области холода в основном зависит от условий зимнего радиационного режима. Немаловажное значение имеют и восходящие движения воздуха в системе развивающегося в течение зимы циклонического вихря.

Известно, что особенности атмосферных процессов проявляются в статистических характеристиках, в частности, в значениях и знаках коэффициентов корреляции. Например, разогрев стратосферы в период зимних потеплений сопровождается ослаблением тропосферно-стратосферных связей. При восточном типе циркуляции имеют место большие отрицательные связи между изменениями температуры на уровнях средней стратосферы и более высоких уровнях, т.е. разогреву более низких слоев стратосферы соответствует охлаждение более высоких слоев. При западном типе циркуляции корреляционные связи между изменениями температуры ослабевают по мере увеличения расстояния между сравниваемыми уровнями [24-26].

В монографии [28] авторы анализируют индивидуальные ракетные профили и делается заключение о том, что холодной верхней стратосфере (45 км) в ряде случаев соответствует более теплая средняя или средняя и верхняя мезосфера, а также нижняя стратосфера. В случае теплой верхней стратосферы отмечается, как правило, обратная картина. Об этом свидетельствуют рассчитанные коэффициенты вертикальной автокорреляции. Так, коэффициенты вертикальной автокорреляции температуры в интервале высот 45-55 км уменьшаются и меняют знак. Между изменениями температуры в стратосфере и мезосфере также имеется отрицательная корреляционная связь, т.е. процессам, выхолаживающим мезосферу, могут соответствовать процессы, нагревающие стратосферу, и наоборот. Отмечается также волнообразный характер вертикальных отклонений температуры от среднего состояния. Чередование знаков отклонений в разных областях атмосферы может быть связано также с волнообразным характером некоторых процессов передачи возмущений из нижних слоев атмосферы в верхние.

Автором данной монографии в качестве статистических характеристик, описывающих вертикальную статистическую структуру полей температуры

в плотных слоях атмосферы, рассчитывались средние значения, средние квадратические отклонения и автокорреляционные функции на основе временных рядов, сформированных на стандартных уровнях – 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50 и 55 км. Такая дискретность по высоте связана с необходимостью сохранения межуровневых коэффициентов корреляции статистически значимыми [23]. Исходной информацией для решения задачи явились данные ракетного- и радиозондирования атмосферы для пунктов западного полушария (см. п. 6.1).

Методы многомерного статистического анализа (корреляционный и факторный [56]) применены к различным районам западного полушария, включающих приэкваториальные, субтропические, умеренные и высокие широты и опубликованы в работе [57].

В качестве примера на рис. 2.16 представлены автокорреляционные функции температуры воздуха для приэкваториальных (рис. 2.16 а), умеренных (рис. 2.16 б) и высоких (рис. 2.16 в) широт.

Как следует из рис. 2.16, корреляционные функции температуры воздуха над районом исследования имеет ряд характерных черт.

В приэкваториальной зоне корреляционная связь быстро падает с высотой. Корреляционные функции средних широт характеризуются тем, что с высотой их значения также быстро уменьшаются, достигая нуля на высотах 10-12 км. Выше этого уровня зависимость становится обратной и ее максимум наблюдается на высоте 15 км. Объясняется это тем, что рост температуры воздуха на высоте 15 км чаще всего сопровождается ее падением на более низких уровнях. В холодной период верхние стратосферные функции и функции с исходными уровнями корреляции 15-20 км свидетельствуют о достаточно быстром уменьшении корреляционной зависимости с высотой.

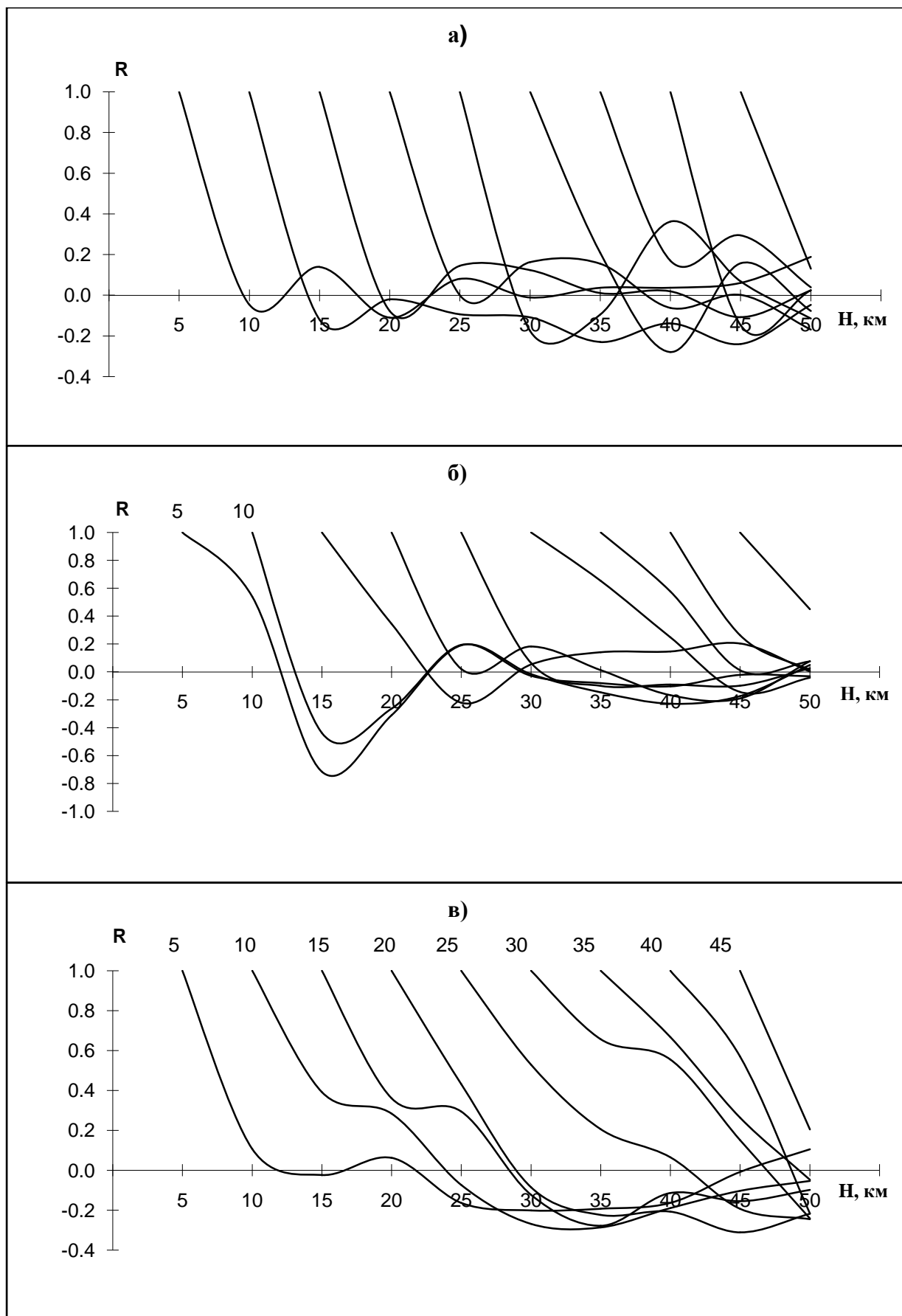


Рис.2.16 – Автокорреляционные функции температуры воздуха в приэкваториальных (а), умеренных (б) и высоких (в) широтах

В высоких широтах корреляционные функции температуры, отвечающие исходным уровням 10-15 км, также быстро уменьшаются с высотой, но обратная корреляционная связь (максимум которой в средних широтах зафиксирован на 15 км) является слабой.

Анализ индивидуальных профилей температуры воздуха дает основание сделать вывод о том, что теплой верхней стратосфере (приблизительно 45 км) в ряде случаев соответствует более холодная нижняя стратосфера. Этот факт хорошо подтверждается коэффициентами вертикальной автокорреляции температуры в интервале высот 45-55 км. Отрицательная корреляционная зависимость означает, что процессам, охлаждающим один слой атмосферы соответствуют процессы, нагревающие другой слой и, наоборот.

Для исследования вертикальной статистической структуры поля температуры был применен факторный анализ, алгоритм которого представлен в работах [56, 57], а основные идеи состоят в следующем.

Рассмотрим множество различных случайных центрированных величин X_i ($i = \overline{1, n}$). Задача состоит в том, чтобы выразить каждую из них с помощью k некоторых случайных величин f_j ($j = \overline{1, k}$), которые одинаковы для всех метеорологических величин, но входят в каждую из них со своим весом P_{ij} .

Факторы f_j не полностью исчерпывают исходные переменные X_i . Для этого нужно добавить еще некоторые случайные величины V_i , которые называют остатками. Таким образом

$$X_i = \sum_{j=1}^k P_{ij} f_j + V_i \quad (i = \overline{1, n}). \quad (2.1)$$

В матричном виде равенство (2.1) имеет вид:

$$X=PF+V, \quad (2.2)$$

где

X – n -мерный вектор;

P – матрица размером $n \times k$;

F – k -мерный вектор;

V – n -мерный вектор.

Далее на основе выборочной матрицы ковариаций были получены матрица весов и диагональная матрица дисперсий остатков, а также значения обобщенных факторов. Результаты факторного анализа применительно к полям температуры на стандартных уровнях от 5 до 50 км представлены в табл. 2.2 и 2.3.

Для 4-х станций, представляющих разные широтные зоны, на основе эмпирических данных были получены вертикальные профили температуры воздуха на каждом пятикилометровом уровне в слое 5-50 км и рассчитаны 10–мерные матрицы вертикальных ковариаций. На основании полученных матриц рассчитывались веса обобщенных факторов и дисперсий остатков.

Как следует из табл. 2.2 и 2.3, вертикальные профили температуры воздуха определяются 3-мя или 4-мя обобщенными факторами и их количество зависит от широты. Слой атмосферы 5-50 км с однородными температурными условиями можно разделить на ряд слоев. В приэкваториальной зоне четко выделяется слой 5-20 км. Что касается более высоких уровней, то наблюдается разброс весов факторов по полю их значений. В субтропических и высоких широтах (зоны 2 и 4) учет весов первых двух факторов дает основание разделить слой 5-50 км на три слоя: 5-10 км; 15-25 км; 30-45 км. В умеренных широтах (3-я зона) учет весов первого и второго факторов четкой картины разделения на слои не дал.

Таблица 2.2 – Веса обобщенных факторов (Р) температуры воздуха в тропосфере и стратосфере западного полушария

Н, км	Широтная зона														
	приэкваториальная (1)				субтропическая (2)				умеренная (3)				высокие широты (4)		
	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₁	P ₂	P ₃
5	0,11	0,05	-0,54	0,37	0,87	-0,02	0,08	0,07	0,87	-0,09	-0,04	0,07	0,10	-0,37	0,17
10	-0,61	-0,21	0,01	-0,23	0,86	0,07	-0,16	-0,16	0,74	-0,02	0,02	-0,03	0,05	-0,22	0,79
15	-0,58	0,68	-0,07	0,87	-0,80	-0,12	-0,14	0,11	-0,85	0,08	0,10	-0,00	0,10	0,16	0,78
20	0,21	-0,08	0,64	-0,04	-0,40	0,51	-0,16	-0,42	-0,50	0,02	-0,07	0,72	0,32	0,40	0,58
25	0,02	0,72	0,08	0,24	-0,15	0,32	0,13	-0,79	0,37	0,02	0,08	0,52	0,02	0,84	0,19
30	0,35	-0,55	0,29	0,41	0,20	-0,28	0,03	-0,75	0,01	0,82	-0,14	0,31	-0,50	0,69	-0,23
35	0,75	0,03	0,11	-0,03	-0,10	-0,76	-0,18	-0,09	-0,09	0,92	0,04	-0,06	-0,80	0,31	-0,27
40	0,11	0,83	-0,03	-0,06	-0,13	-0,80	0,12	0,08	-0,13	0,67	0,18	-0,46	-0,85	0,23	-0,08
45	0,70	-0,14	-0,16	-0,15	-0,08	-0,11	0,91	0,07	-0,13	-0,01	0,82	-0,33	-0,85	-0,31	-0,03
50	0,18	-0,10	-0,74	-0,11	0,18	0,17	0,57	0,31	0,04	0,02	0,86	0,26	-0,01	-0,56	-0,16

Таблица 2.3 – Доля суммарной дисперсии и суммарный вклад обобщенных факторов температуры воздуха

Широтная зона	Доля суммарной дисперсии. Факторы				Суммарный вклад. Факторы			
	1	2	3	4	1	2	3	4
1	16,48	15,87	13,80	12,05	1,65	1,59	1,38	1,21
2	24,31	17,25	12,90	14,82	2,43	1,73	1,29	1,48
3	24,45	19,98	15,01	12,84	2,45	2,00	1,50	1,28
4	24,69	21,07	17,94	–	2,47	2,11	1,79	–

А учет весов первого и третьего обобщенных факторов дает основания в умеренных широтах выделить четыре слоя: 5-10 км; 15-25 км; 25-40 км и 45-50 км. Приведенные результаты хорошо согласуются с теми, что были получены для зональной и меридиональной компонент скорости ветра [58]. (Более подробно об этом будет изложено в 4-ой главе). А это еще раз свидетельствует о том, что каждый, из выделенных нами слоев атмосферы, требует отдельного дальнейшего изучения для объяснения физических особенностей развивающихся в них динамических процессов.

Учитывая результаты, представленные в работе [23], можно сделать вывод о том, что широтный ход корреляционных функций оказывается незначительным, что дает возможность использовать полученные корреляционные функции во всем северном полушарии. Изменения в пространстве автокорреляционных функций температуры и геопотенциала очень близки не только по характеру, но и в количественном отношении.

Взаимокорреляционная функция, характеризующая связь между геопотенциалом и температурой всюду имеет отрицательные значения [23].

Полученные характеристики структуры автокорреляционных функций хорошо отражают особенности термобарических образований в тропосфере и стратосфере, горизонтальные масштабы которых больше 500 км, и вполне могут быть использованы для решения ряда задач метеорологии с применением методов многомерного статистического анализа метеорологических полей.

3 ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

3.1 Особенности глобальных полей геопотенциала в тропосфере

Известно, что распределение температуры воздуха у земли зависит не только от неодинакового притока лучистой энергии Солнца на различных широтах и в разные сезоны, но и от ряда других факторов. Среди последних, особенно важное значение имеет различие свойств подстилающей поверхности, способствующее трансформации воздуха и, тем самым, обуславливающее изменение циркуляции атмосферы.

Значительные меридиональные перемещения воздушных масс хотя и являются существенной чертой ОЦА, однако обычно рассматриваются как нарушение регулярно действующего зонального переноса.

Меридиональный воздухообмен происходит посредством цикло- и антициклонической деятельности. Циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов, постоянно возникающих, развивающихся и разрушающихся в тропосфере внетропических широт, является важной составляющей общей циркуляции атмосферы.

Как известно, циклонические и антициклонические вихри возникают в области высотных фронтальных зон (ВФЗ), которые характеризуются большими горизонтальными градиентами температуры в тропосфере и, как следствие, большими горизонтальными градиентами давления и высокими скоростями ветра. ВФЗ опоясывают практически все северное и южное полушария.

Наиболее благоприятные условия для возникновения циклонов образуют адвекция холода, которая приводит к обострению ВФЗ, а также расхождение воздушных течений в средней тропосфере. Такие условия

возникают в определенных районах северного и южного полушарий, в районах энергоактивных зон океанов.

На циркуляцию атмосферы большое влияние оказывает трансформация масс воздуха не только при межширотном, но и при западно-восточном переносе их над подстилающей поверхностью с резко различными свойствами над материками и океанами. Трансформация этого рода весьма существенно влияет на формирование среднего температурного поля тропосферы, а соответственно и высотного барического поля. Поэтому основные черты реальной сезонной циркуляции, в зависимости от трансформации зонально движущихся масс воздуха, обуславливаются распределением материков и океанов.

В результате изменения температурных свойств масс воздуха, существенно изменяются высоты изобарических поверхностей, а соответственно и структура поля течений на высотах. Это отражается на динамике атмосферных процессов.

Известно, что зимой области положительного притока тепла от подстилающей поверхности к воздуху имеют место над западными районами океанов вблизи берегов континентов. Летом, наоборот, над этими районами происходит отдача тепла воздухом воде, хотя значительно менее интенсивная, чем получение тепла зимой.

Приток тепла к воздуху при движении его над материками и океанами обуславливает его трансформацию, которая постепенно распространяется от нижних слоев вверх. Она будет находиться в прямом соотношении с величиной разности температур между воздухом и подстилающей поверхностью, а результат трансформации будет сдвинут по фазе вперед, тем больше, чем больше скорость переноса.

Положительные и отрицательные области неадвективных изменений температуры резко отличаются друг от друга по интенсивности. Положительные области над океанами по величине имеют почти вдвое

большие значения. Объясняется это тем, что именно в северо-западных частях Атлантического и Тихого океанов и прилегающей к ним части суши имеют место наибольшие адвективные изменения температуры, т.е. интенсивный приток холодного воздуха.

С зоной наибольших контрастов температуры в нижней тропосфере связана активная цикло- и антициклоническая деятельность. Вполне понятна связь между зоной наибольших контрастов температуры и циклонической деятельностью, влекущей резкие изменения атмосферных процессов и погоды, так как контрасты температуры являются выражением запасов энергии циркуляции атмосферы. Относительно узкая зона наибольших средних сезонных контрастов наблюдается на широтах около 40°, претерпевая сезонные смещения вдоль меридианов. Умеренные и высокие широты являются зоной наибольшей неустойчивости термического режима.

Как известно, поле давления на некотором уровне в тропосфере определяется полем температуры. Поэтому градиент давления в среднем также направлен от низких широт к высоким. А температурный контраст между низкими и высокими широтами возникает не только у поверхности земли, но и во всей толще тропосферы.

В случае, когда вихри переносят тепло из теплых в холодные области – прямое преобразование энергии и, наоборот. Первое характерно для тропосферы, второе – для нижней стратосферы. Тропосфера может быть сравнима с тепловой машиной прямого действия, тогда как стратосфера – с холодильником (Мелкозёрова Т.М.).

Наличие многообразия причинно-следственных связей, определяющих поведение во времени такой сложной системы, как система атмосфера-подстилающая поверхность, приводит к необходимости моделирования исследуемых процессов, т.е. введение некоторого их

формализованного описания, в компактной форме отражающего существенные свойства этих процессов.

Из требований практики возникает необходимость получения эмпирических моделей температуры, геопотенциала и ветра, основанных на глобальных данных. Основные закономерности пространственно-временного распределения давления в тропосфере и стратосфере можно получить на основе анализа карт барической топографии. В результате того, что давление с увеличением высоты в теплом воздухе падает медленнее, чем в холодном, на некоторой высоте области высокого давления почти соответствуют областям тепла, а области низкого давления – областям холода.

Наиболее сложное изменение полей давления с высотой наблюдается в нижней тропосфере внетропических широт (уровень моря - 700 гПа) [59].

О степени этих изменений можно утверждать путем сопоставления средних многолетних полей давления на уровне моря и геопотенциала поверхностей 850 и 700 гПа. Некоторые представления дает и вертикальная протяженность центров действия атмосферы на средних многолетних картах давления.

В северном полушарии зимой холодные антициклоны (сибирский и северо-американский) на поверхности 850 гПа уже не наблюдаются. Это говорит о том, что преобладающее большинство антициклонов зимой над охлажденными континентами являются низкими барическими образованиями. Исландская депрессия над Северной Атлантикой наблюдается лишь до поверхности 850 гПа. Ложбина низкого давления, направленная от нее вдоль европейского арктического побережья, сохраняется над Карским и Баренцевым морями. Алеутская депрессия (над северной частью Тихого океана) в виде замкнутых изогипс наблюдается до уровня 700 гПа.

Анализ многолетних полей геопотенциала уровней 850 и 700 гПа показывает, что горизонтальные потоки тепла и влаги из районов Северной Атлантики легко проникают вглубь Арктики, в то время как с Тихого океана они блокируются орографией и арктическим антициклоном. Это указывает на то, что влияние Атлантического океана в нижней тропосфере на климат Арктики является бо́льшим по сравнению с влиянием Тихого океана. В верхней арктической тропосфере вклад океанов в формирование режима температуры над Арктикой выравнивается [59].

Субтропические области повышенного давления над океанами северного полушария (азорский и гавайский антициклоны) распространяются до уровня 500 гПа. Оси субтропических зон повышенного давления в обоих полушариях с увеличением высоты перемещаются к экватору, вслед за областью тепла. На уровне 200 гПа она располагается возле экватора.

В южном полушарии ось субтропической зоны повышенного давления на уровне 500 гПа располагается на 10° севернее по сравнению с уровнем моря. Максимальные значения геопотенциала поверхности 200 гПа зафиксированы возле экватора. Область южнее от оси повышенного давления занята большим циклоническим вихрем без заметных региональных различий. Центральная его часть располагается вблизи Южного полюса. Зональное расположение изогипс умеренных широт является результатом как статистического осреднения быстро меняющихся синоптических ситуаций, так и влияния однородной океанической поверхности.

В качестве примера на рис. 3.1-3.3 представлены карты абсолютного геопотенциала изобарических поверхностей нижней (700 гПа), средней (500 гПа) и верхней (200 гПа) тропосферы за январь.

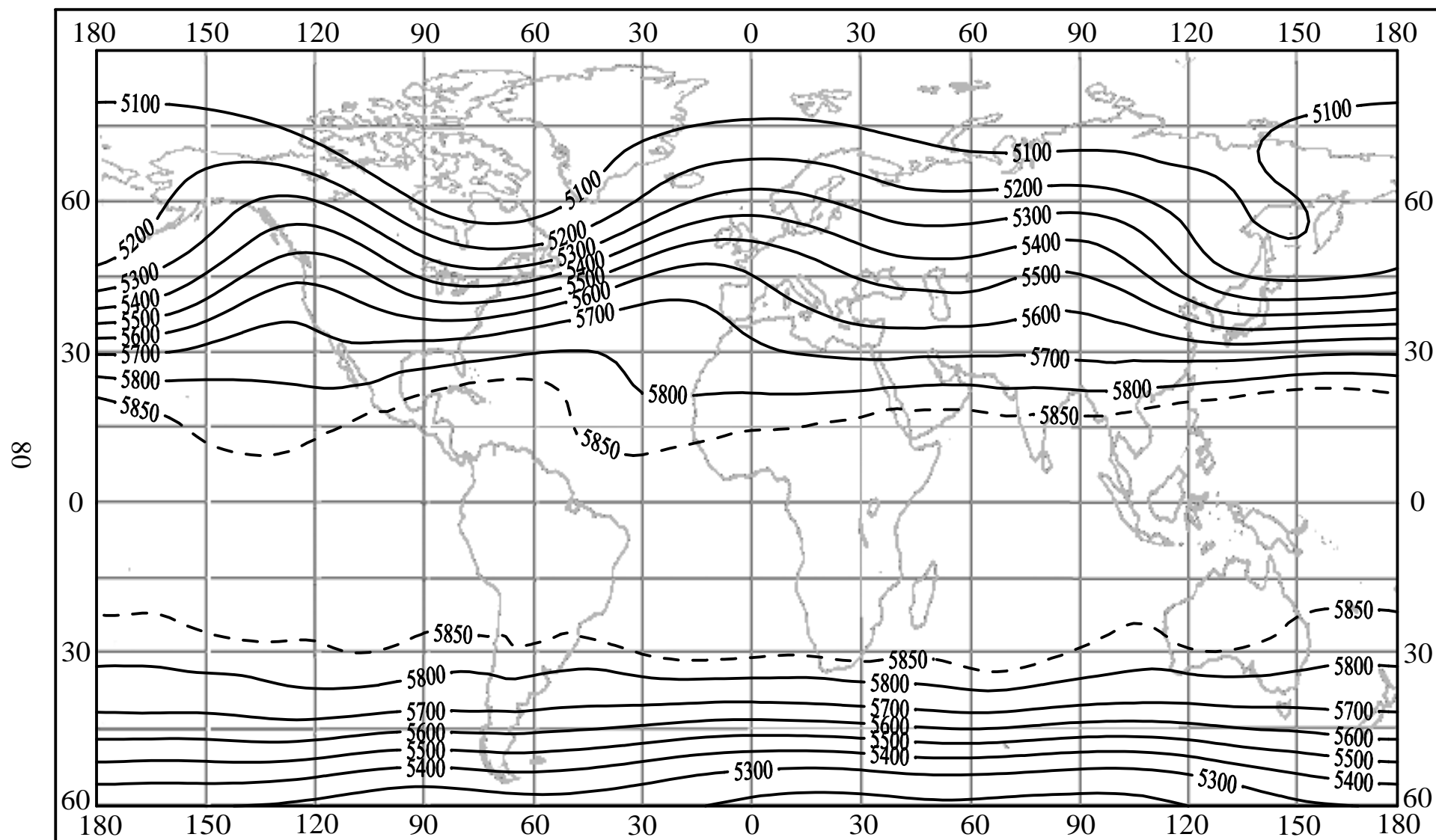


Рис. 3.2 - Геопотенциальная высота поверхности 500 гПа (м). Январь.

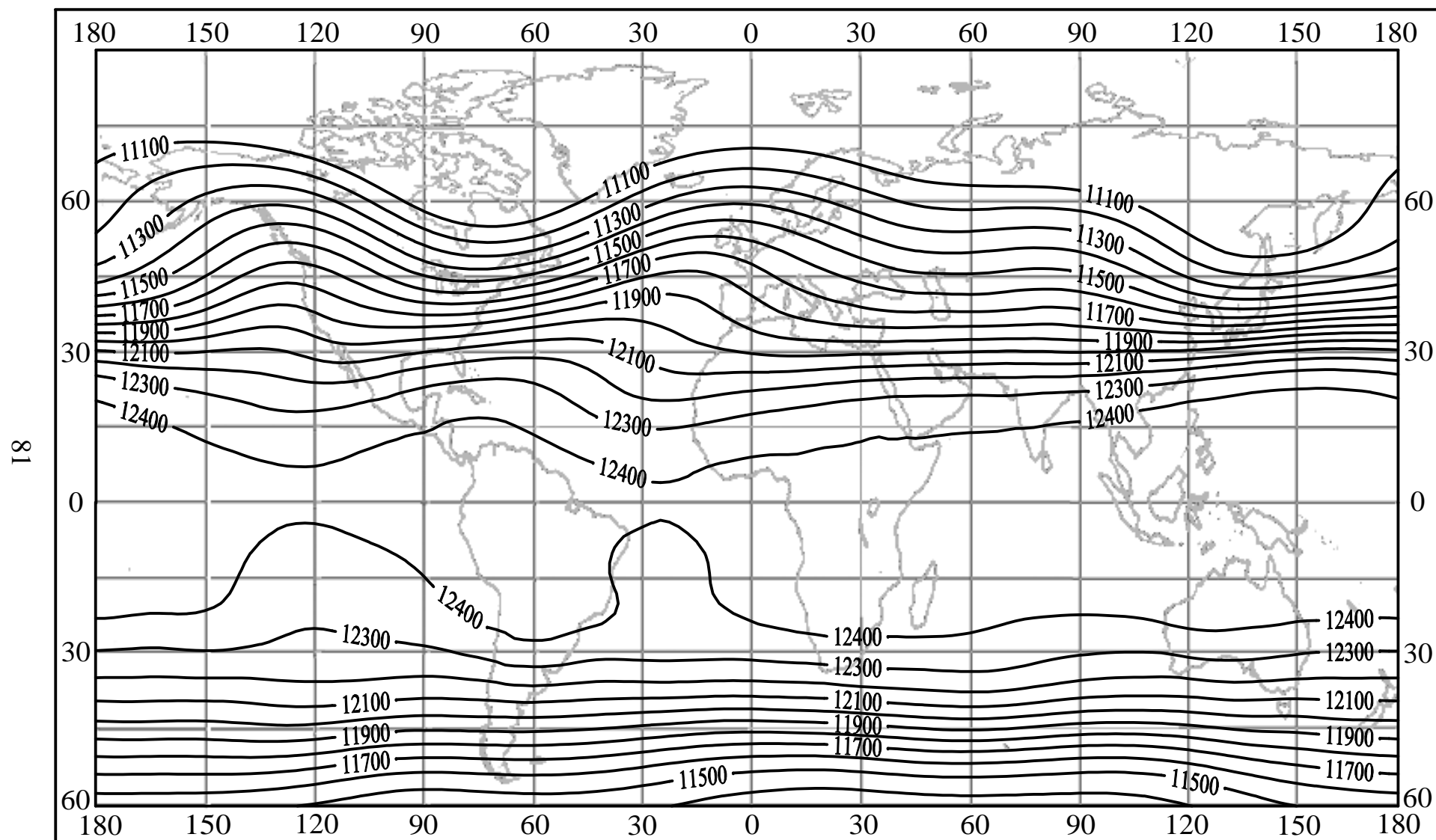


Рис. 3.3 - Геопотенциальная высота поверхности 200 гПа (м). Январь.

Главной особенностью пространственного распределения давления в зимней тропосфере (700-300 гПа) северного полушария является наличие приполюсного циклона. От него две хорошо выраженные ложбины пониженного давления направлены на восточные побережья Северной Америки (80° з.д.) и Евразии (140° в.д.), а также западные акватории океанов. Ось третьей ложбины проходит над европейской территорией России, юго-восточной Европой, Средиземным морем и Северной Африкой.

Ложбины разделены тремя гребнями повышенного давления. Один из них располагается над восточной частью Северной Атлантики и над Западной Европой. Второй – над Тихим океаном и Аляской, третий – над бассейнами рек Обь и Енисей.

Таким образом, зимой распределение давления в тропосфере внетропических широт характеризуется волновым числом 3, которое отражает волновой характер циркуляции в планетарном масштабе.

Летом (июль) характерной особенностью барического поля в северном полушарии (рис. 3.4-3.6) является наличие околополюсного циклона, который простирается на всю тропосферу. Центральная часть его в нижней тропосфере (850-700 гПа) располагается вблизи полюса, а в средней и в верхней тропосфере (500-300 гПа) перемещается на северо-запад Гренландии. Этот циклон почти соответствует области холода. С ним связаны четыре ложбины умеренных широт. Одна из них направлена на Тихий океан, вторая – на западную часть Атлантического океана, третья – на Западную Европу, четвертая – на Восточную Сибирь.

Летом среднее многолетнее барическое поле тропосферы умеренных широт северного полушария характеризуется волновым числом 4. Амплитуды волн меньше за январские, а расположение изогипс близко к зональному.

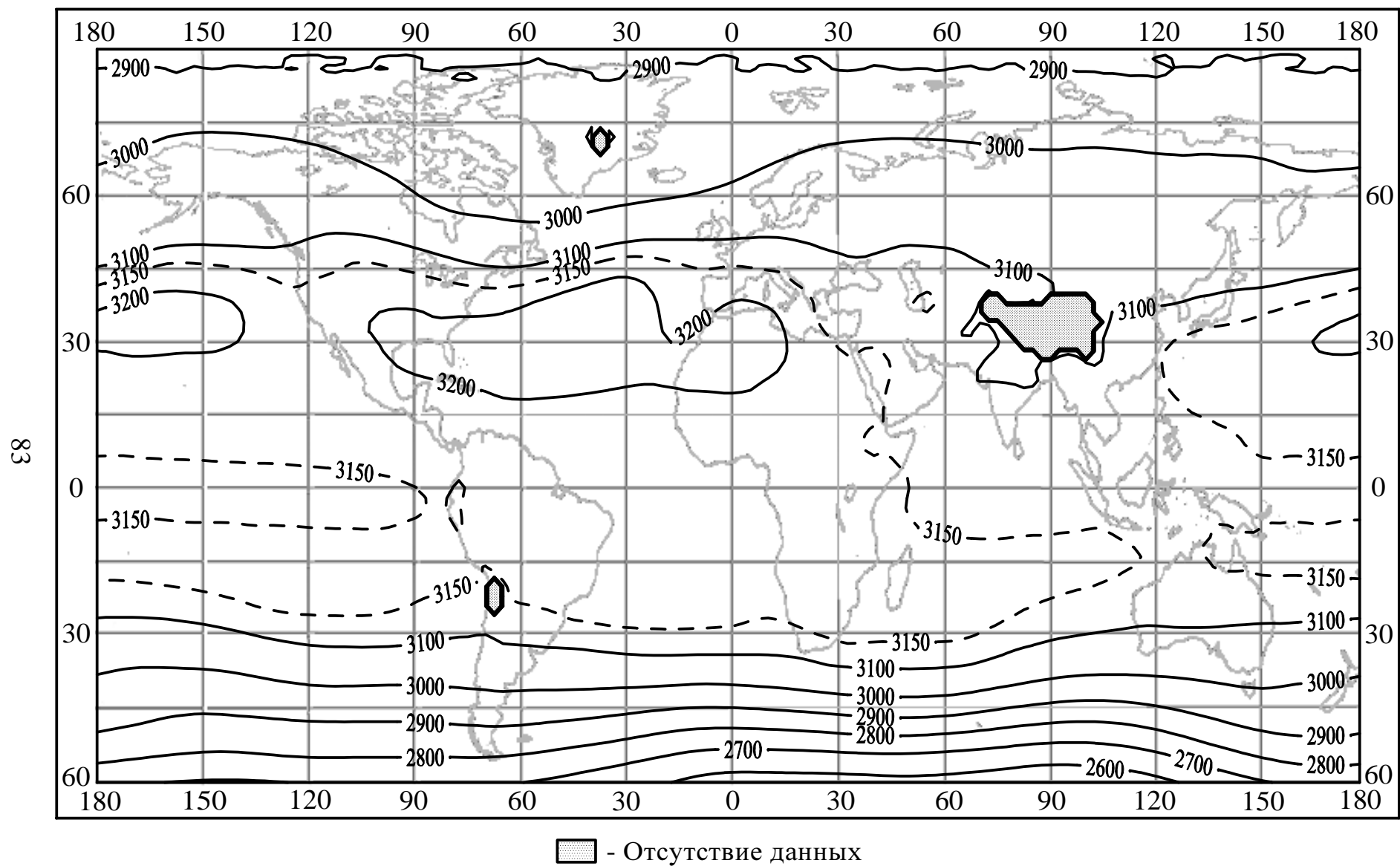


Рис. 3.4 - Геопотенциальная высота поверхности 700 гПа (м). Июль.

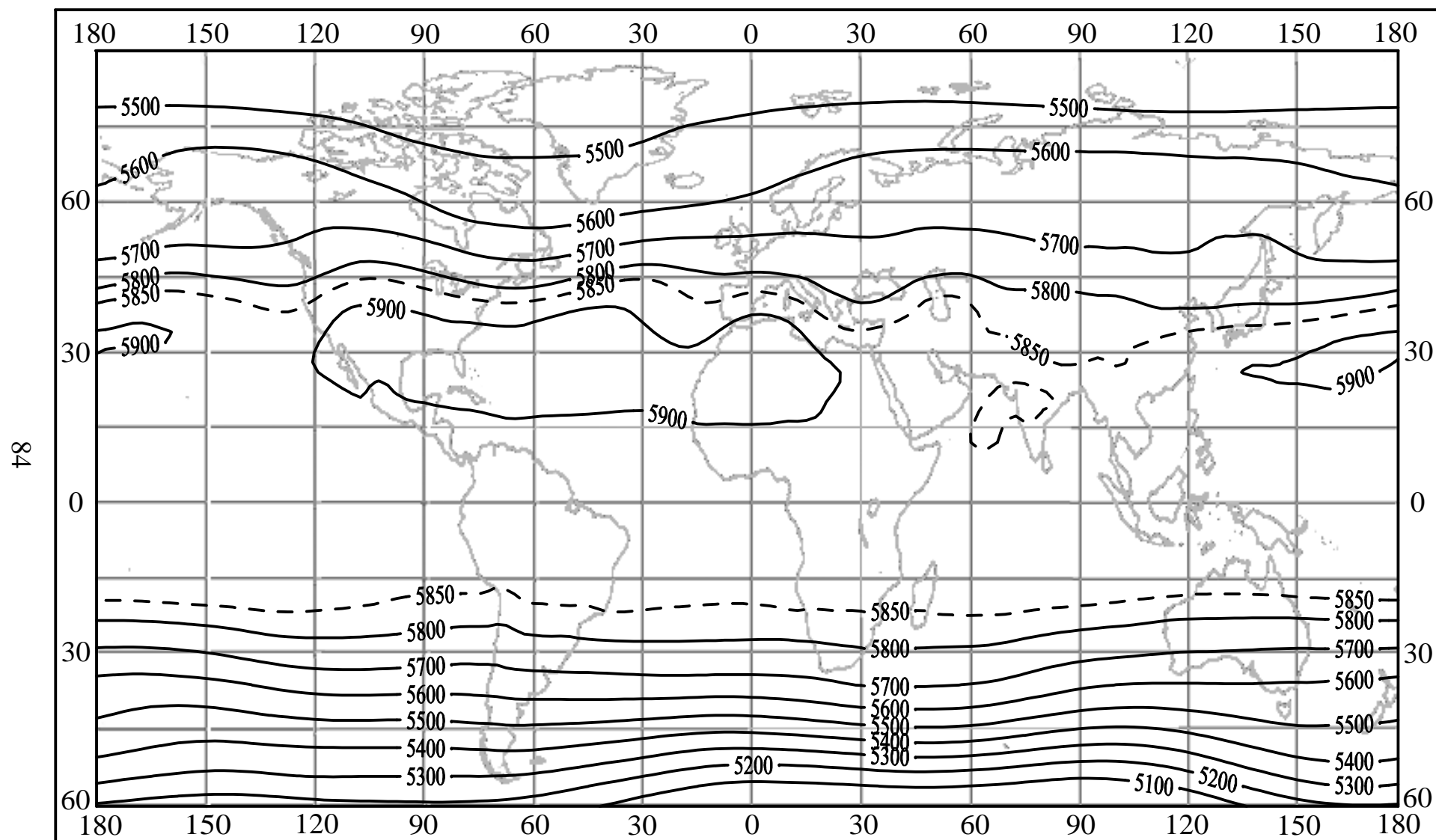


Рис. 3.5 - Геопотенциальная высота поверхности 500 гПа (м). Июль.

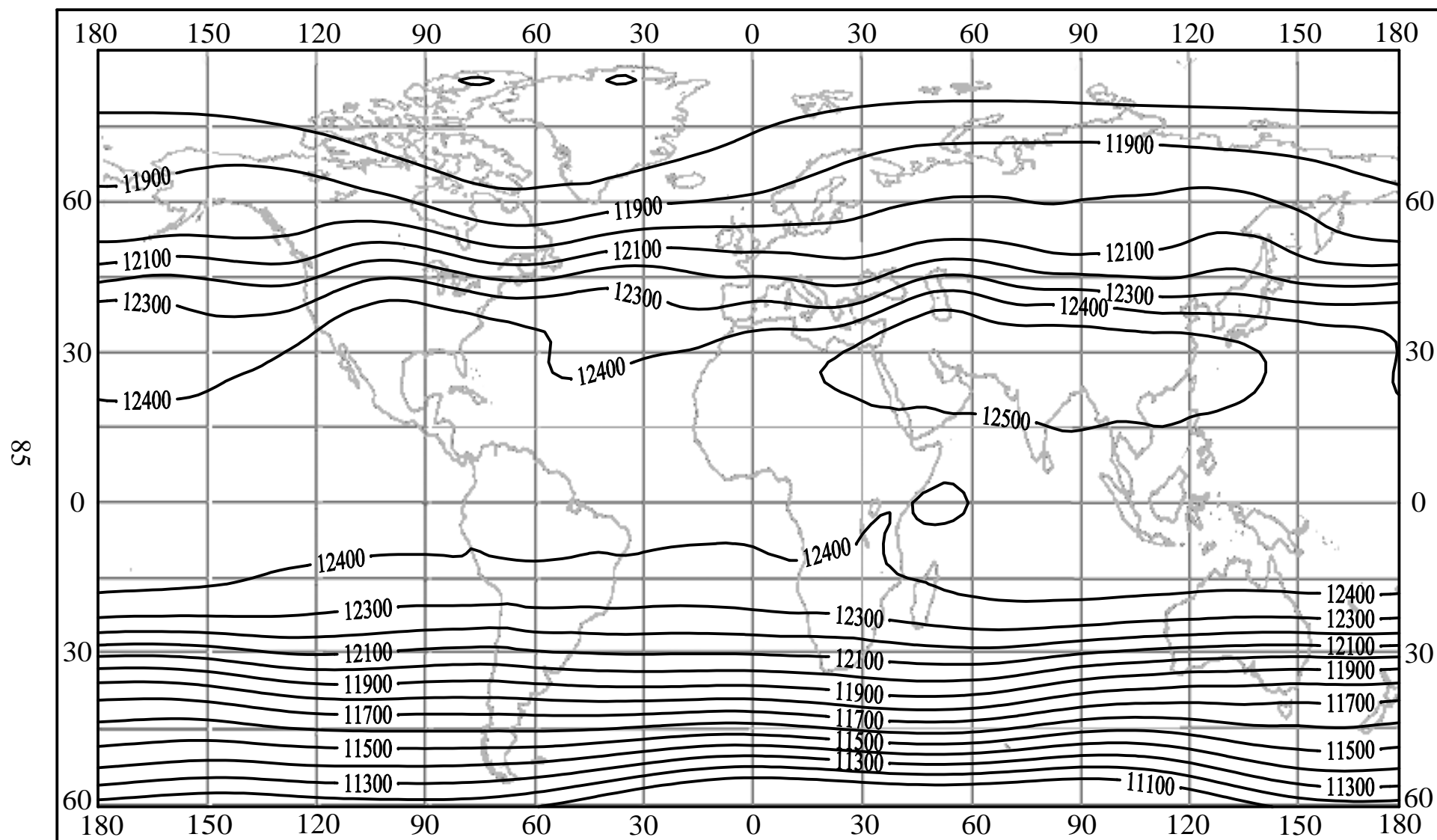


Рис. 3.6 - Геопотенциальная высота поверхности 200 гПа (м). Июль.

В субтропических и тропических широтах располагается полоса повышенных значений геопотенциала, сохраняющаяся в пределах всей тропосферы (850-200 гПа). Ось ее на поверхности 200 гПа наблюдается севернее 20° с.ш. В верхней тропосфере ей соответствуют два высотных антициклона. Один располагается над Северной Америкой, второй, более интенсивный, захватывает южную часть Азии. Пояс 40-50° с.ш. на поверхности 200 гПа является областью сильно развитых переносов тепла и слабых градиентов температуры.

В южном полушарии ось повышенных значений геопотенциала поверхности 200 гПа в июле на 10° ближе к экватору, чем в январе, а область, занятая циркумполярным циклоном, соответственно расширяется. Большая бароклинность в южном полушарии наблюдается до широты приблизительно 60°, а дальше на юг средние условия приближаются к баротропным.

Из анализа рис 3.1-3.3 следует, что в январе в северном полушарии имеет место деформация изогипс, как над континентами, так и над океанами: над континентами образуются ложбины холода, а над океанами – гребни тепла. В июле (рис. 3.4-3.6) наоборот гребни тепла располагаются уже над перегретыми континентами. Таким образом, конфигурация изогипс претерпевает нарушения от зонального хода вплоть до нижней стратосферы.

Представление о направлении и интенсивности переноса воздушных масс дают меридиональные градиенты средней высоты поверхности 500 гПа [59]. В течение всего года над большей частью обоих полушарий наблюдаются меридиональные градиенты, направленные к полюсам.

Наибольшие градиенты вдоль оси максимальных значений геопотенциала в южном полушарии всегда выше, чем в северном. Это свидетельствует о том, что в тропосфере обоих полушарий преобладает

западный перенос и интенсивность его в южном полушарии выше, чем в северном.

Градиенты, направленные к экватору, наблюдаются в тропической зоне 0-20° с. и ю.ш. Ширина этой зоны изменяется в зависимости от времени года и высоты (в северном полушарии она шире по сравнению с южным). В тропосфере этой зоны преобладают восточные потоки в обоих полушариях (см. главу 4).

3.2 Особенности глобальных полей геопотенциала в стратосфере

Установлено, что в тропосфере и стратосфере сезонные условия формирования температурного и барического полей различные. Солнечная радиация хотя и является основным источником атмосферного тепла и движения, но по-разному воздействует на нижние и верхние слои атмосферы.

Барическое поле нижнего слоя нижней стратосферы внетропических широт мало отличается от поля верхней тропосферы в течение всего года. Главной особенностью его является наличие приполюсного циклона и области повышенных значений давления в тропической зоне.

Изменение структуры поля с увеличением высоты зависит от сезона. Наименьшие изменения наблюдаются зимой.

Для циркуляционного режима зимней стратосферы характерно развитие стратосферного вихря, связанного с климатической областью холода. Как видно из рис. 3.7, заимствованного из работы [55], к основным центрам действия зимой следует отнести полярный циклонический вихрь с ложбинами, ориентированными на Северную Америку и Восточную Сибирь, и субтропические антициклоны с центрами над Тихим и Атлантическим океанами и несколько слабее выраженные над Индией и

Индийским океаном. Тихоокеанский антициклон часто смещен в сторону умеренных широт.

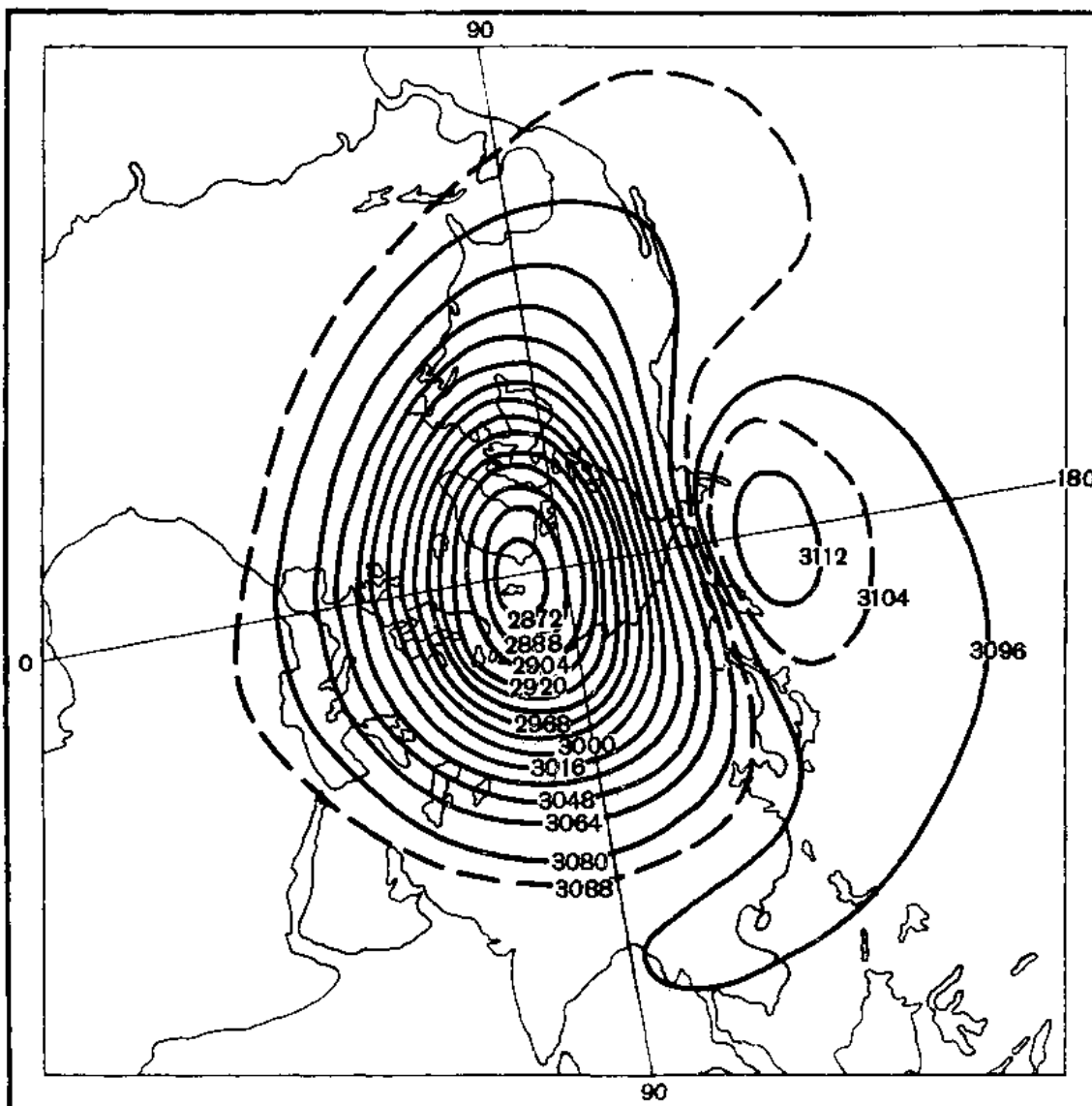


Рис. 3.7 – Средние значения геопотенциала (дкм) на изобарической поверхности 10 гПа. Январь. Северное полушарие.

Центральная часть циклона смещена относительно полюса к юго-западу и располагается над архипелагом Земля Франца-Иосифа.

Холодный приполюсный циклон и ложбины, направленные от него, прослеживаются в пределах всей стратосферы (200-0,4 гПа). С увеличением высоты асимметрия циклона относительно полюса, интенсивность его и площадь распространения возрастают. Так, начиная с

поверхности 10 гПа, циклоническая западная циркуляция охватывает стратосферу всего зимнего полушария.

Соответствие в направлении меридиональных градиентов давления и температуры вызывает увеличение скорости ветра по мере подъема.

В нижней стратосфере тропической зоны в отличие от зоны внетропических широт, с увеличением высоты наблюдается существенная перестройка полей геопотенциала. Она выражается в смещении пояса повышенных значений геопотенциала к умеренным широтам.

На основании анализа материалов ракетного зондирования атмосферы Л. А. Рязанова [29] установила, что циклонический вихрь зимой имеет максимальную высоту (до 90 км) в умеренных широтах, к полярным областям его верхняя граница понижается до 70-80 км, а к субтропикам он резко сокращается, опоясываясь планетарными зонами со скоростями ветра до 100 м/с на высоте 60-70 км.

Перестройка полей обусловлена изменением горизонтального распределения температуры в нижней стратосфере по отношению к распределению в верхней тропосфере. На поверхности 200 гПа область тепла и соответствующая ей область повышенных значений давления располагаются вблизи экватора (10° с.ш.). Меридиональные градиенты температуры и давления направлены от экватора к полюсу. На поверхности 100 гПа область тепла смещается на юг умеренных широт. Меридиональный градиент температуры направлен к экватору.

Таким образом, обращение меридионального градиента температуры при сохранении направления барического градиента происходит в слое 200-100 гПа. Термический ветер в этом слое меняет направление и становится восточным. В результате происходит уменьшение горизонтального градиента давления и интенсивности западного переноса воздушных масс. Горизонтальное распределение давления в нижней стратосфере тропической зоны существенно отличается от распределения

температуры. Лишь к поверхности 20 гПа восстанавливается соответствие между ними. На этой поверхности наблюдается существенная перестройка поля давления по отношению к верхней тропосфере этой же зоны. Область повышенного давления смещается в зону 30-50° с.ш. и соответствует области тепла. Над Тихим и Атлантическим океанами внутри ее наблюдаются изолированные самостоятельные антициклоны. Антициклон над Тихим океаном называется алеутским. Центр его находится вблизи 45° ш. По данным С.С. Гайгерова, К.Л. Логвинова он также прослеживается в пределах всей стратосферы. Смещение центральной части холодного циклона с увеличением высоты в европейский сектор Арктики, наличие направленных от него ложбин на Северную Америку и Восточную Сибирь, существование антициклона над Тихим океаном создает неравномерное распределение горизонтальных градиентов температуры и давления зимой в стратосфере умеренных широт, нарушение зональности западной циркуляции.

Весной вследствие увеличения общего содержания озона в атмосфере, достигающего в апреле годового максимума, равного 0,55 см [18], и быстрых нарастаний продолжительности солнечного сияния за сутки и угла падения солнечных лучей в полярной атмосфере, стратосфера быстро нагревается. Так, на 80° с.ш. средняя зональная температура воздуха в средней стратосфере увеличивается от февраля к марту на 15 °С, а от марта к апрелю – на 11 °С. Уже в апреле над полярным бассейном устанавливается область тепла с температурой, мало отличающейся от годового максимума средней месячной температуры и составляющей -47 °С на поверхности 100 гПа и -42 °С на поверхности 10 гПа. При этом в тропиках в нижней стратосфере сохраняются еще пониженные значения температуры, равные -75 °С. Однако на высоте 25 км температура становится выше, чем в умеренных широтах, и на 30 км – выше, чем в полярных широтах [13].

Поле геопотенциала в стратосфере северного полушария в среднем за апрель сохраняет еще черты зимней циркуляции, но с ослабленными градиентами [55]. На изобарической поверхности 10 гПа в высоких и умеренных широтах поле геопотенциала неустойчиво, так же как и поле температуры. В среднем за апрель здесь наблюдается слабая циклоническая циркуляция, хотя в отдельные годы на поверхностях 10 и 30 гПа может установиться и антициклонический режим. С наступлением полярного дня в системе циклонического вихря обычно возникают в начале два, а затем несколько (иногда до 6-7) центров. Перемещаясь к югу, они образуют вокруг полюса пояс низкого давления, который постепенно заполняется и на поверхности 10 гПа исчезает в конце мая – первой половине июня, а на 30 гПа – во второй половине июня. На нижележащих поверхностях полярный циклон наблюдается в течение всего года, но значительно заполненный. Заметно ослаблены также скорости западного ветра. Субтропические антициклоны сохраняются над Тихим и Атлантическим океанами и над югом Азии. Тихоокеанский антициклон значительно приподнят к северу на район Чукотки и Берингова пролива (рис.3.8). Южнее 25° с.ш. наблюдаются восточные ветры, постепенно усиливающиеся с высотой.

Окончательный переход к летнему режиму обычно заканчивается в первой половине июня, когда в стратосфере над полюсом формируется устойчивый антициклон и над всем полушарием устанавливается восточная циркуляция.

Летом наблюдается полная перестройка структуры барического поля в стратосфере внетропических широт по отношению к полю в верхней тропосфере. Она заключается в том, что приполюсный циклон в верхней тропосфере в северном полушарии в мае, а в южном в декабре сменяется циркумполярным антициклоном на поверхности 50 гПа. Антициклон близко соответствует области тепла и прослеживается в пределах всей

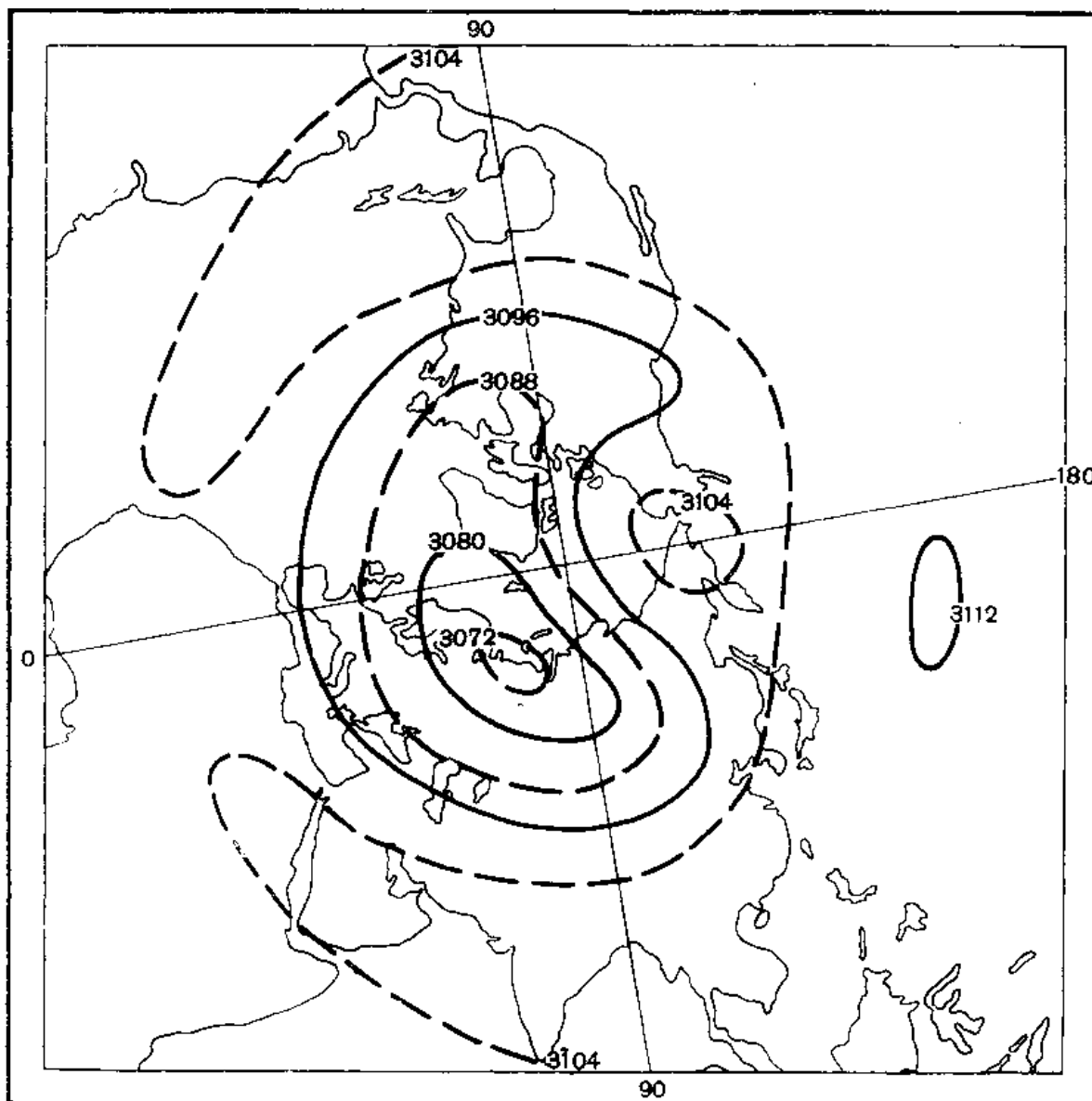


Рис. 3.8 – Средние значения геопотенциала (дкм) на изобарической поверхности 10 гПа. Апрель. Северное полушарие [55].

стратосферы (50-0,4 гПа). С увеличением высоты площадь его распространения возрастает и в средней и верхней стратосфере антициклон охватывает все летнее полушарие и распространяется в тропические широты зимнего южного полушария. Распределение изогипс в антициклоне близко к зональному. Долготные изменения температуры и давления отсутствуют. Следствием этого является зональная восточная циркуляция в пределах всей стратосферы (50-0,4 гПа) над всем летним

полушарием (рис. 3.9). Переход от западной циркуляции к восточной в нижней стратосфере зависит от широты. В высоких широтах он происходит в слое 16-18 км, а в умеренных несколько выше – в слое 18-20 км. Внутри широтной зоны переход также не осуществляется одновременно. Он зависит от тропосферных процессов, в основном от вертикальной протяженности циклонов и антициклонов. Уровень перехода И.В. Бугаева назвала велопаузой.

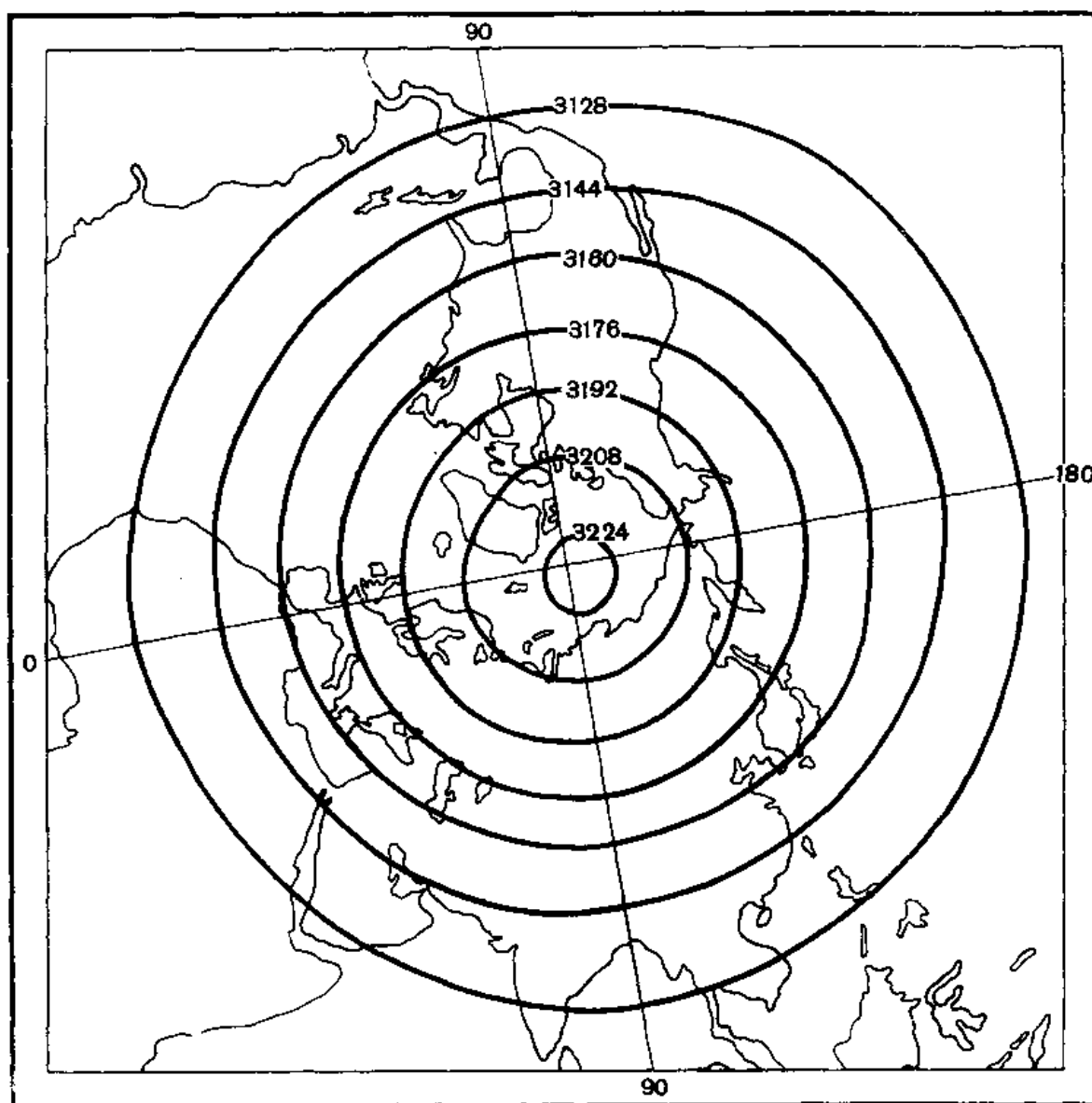


Рис. 3.9 – Средние значения геопотенциала (дкм) на изобарической поверхности 10 гПа. Июль. Северное полушарие [55].

В летнем южном полушарии переход от западной циркуляции к восточной в общих чертах происходит так же, как и в северном. Однако в высоких широтах восточные ветры устанавливаются обычно в слое 18-20 км, т. е. несколько выше, чем на тех же широтах северного полушария.

Таким образом, наибольшие сезонные изменения циркуляции в стратосфере выражены, начиная с поверхности 50 гПа. Большую часть года в пределах всей стратосферы наблюдается западная циркуляция, в северном полушарии – с октября по апрель и в южном – с февраля по ноябрь. Восточная циркуляция наблюдается только в течение четырех месяцев, с мая по август – в северном, и двух месяцев (январь-декабрь) – в южном [59].

Сезонный характер циркуляции в стратосфере северного и южного полушарий имеет многие общие черты. Различия заключаются в интенсивности зимних приполюсных циклонов и летних антициклонов, продолжительности их существования, в особенностях весенней перестройки полей геопотенциала, а также в интенсивности меридиональных процессов.

Глубокое изучение сезонных и внутрисезонных изменений геопотенциала в системе циклонического и антициклонического вихрей проводили Х.П. Погосян, А.А. Павловская и М.В. Шабельникова [60]. Они показали, что в северном полушарии приблизительно со второй половины декабря в центре полярного циклона наблюдаются резкие изменения барического поля, порядка 300-320 дкм в сутки, которые в одних районах в течение короткого периода приводят к повышению температуры на 30-50 °С и смене западного ветра на восточный, а в других, наоборот, – к столь же значительному похолоданию и резкому изменению направления ветра.

Весьма беспокойен и разнообразен характер циркуляции и весной. Заполнение зимнего стратосферного циклона весной происходит каждый

год по-разному. В одни годы это начинается рано (в феврале) и сравнительно быстро заканчивается (во второй половине апреля). В другие годы процесс вытеснения циклонического вихря затягивается на более длительный срок. Соответственно в разные сроки осуществляется и переход ветра весной с западного на восточный. В.Р. Дубенцов по данным станций ракетного зондирования построил схему распределения зональных составляющих ветра для слоя от земной поверхности до высоты 110 км. С помощью этой схемы выявлено, что переход западных ветров на восточные начинается с более высоких слоев (90-100 км) во второй половине февраля. На высоте 30-35 км смена потоков происходит в среднем в середине мая. Распространение восточных ветров с высоты 100 км до 30 км происходит со средней скоростью 1 км в сутки.

М.В. Шабельникова, изучая летний режим геопотенциала и воздушных течений в системе стратосферного антициклона, установила, что в период формирования последнего (апрель-май) обычно наблюдаются резкие изменения геопотенциала в его центре, а в период установления и последующего распада (июнь-сентябрь), наступает более спокойный режим, на полушарии преобладает восточный перенос.

Из изложенного следует, что крупные меридиональные преобразования в стратосфере происходят обычно в зимний и весенний периоды при больших контрастах температуры и давления, а также высокой интенсивности циркуляции.

Поскольку основные закономерности пространственного и временного распределения давления в плотных слоях атмосферы можно получить на основе анализа карт барической топографии, то в качестве примера на рис. 3.10-3.15 представлены карты абсолютного геопотенциала изобарических поверхностей для нижней (100 гПа, 50 гПа) и средней (20 гПа) стратосферы для января и июля.

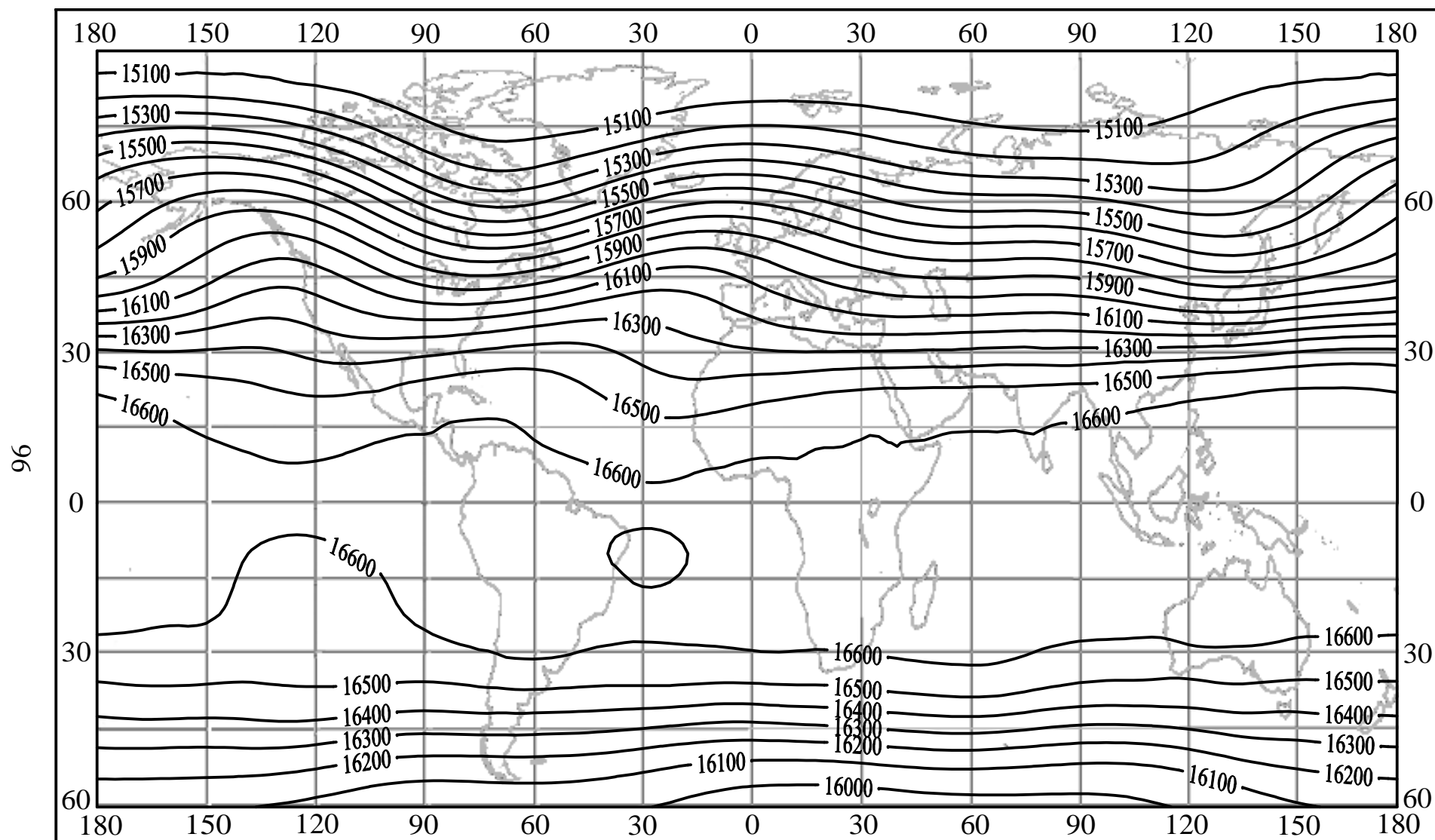


Рис. 3.10 - Геопотенциальная высота поверхности 100 гПа (м). Январь.

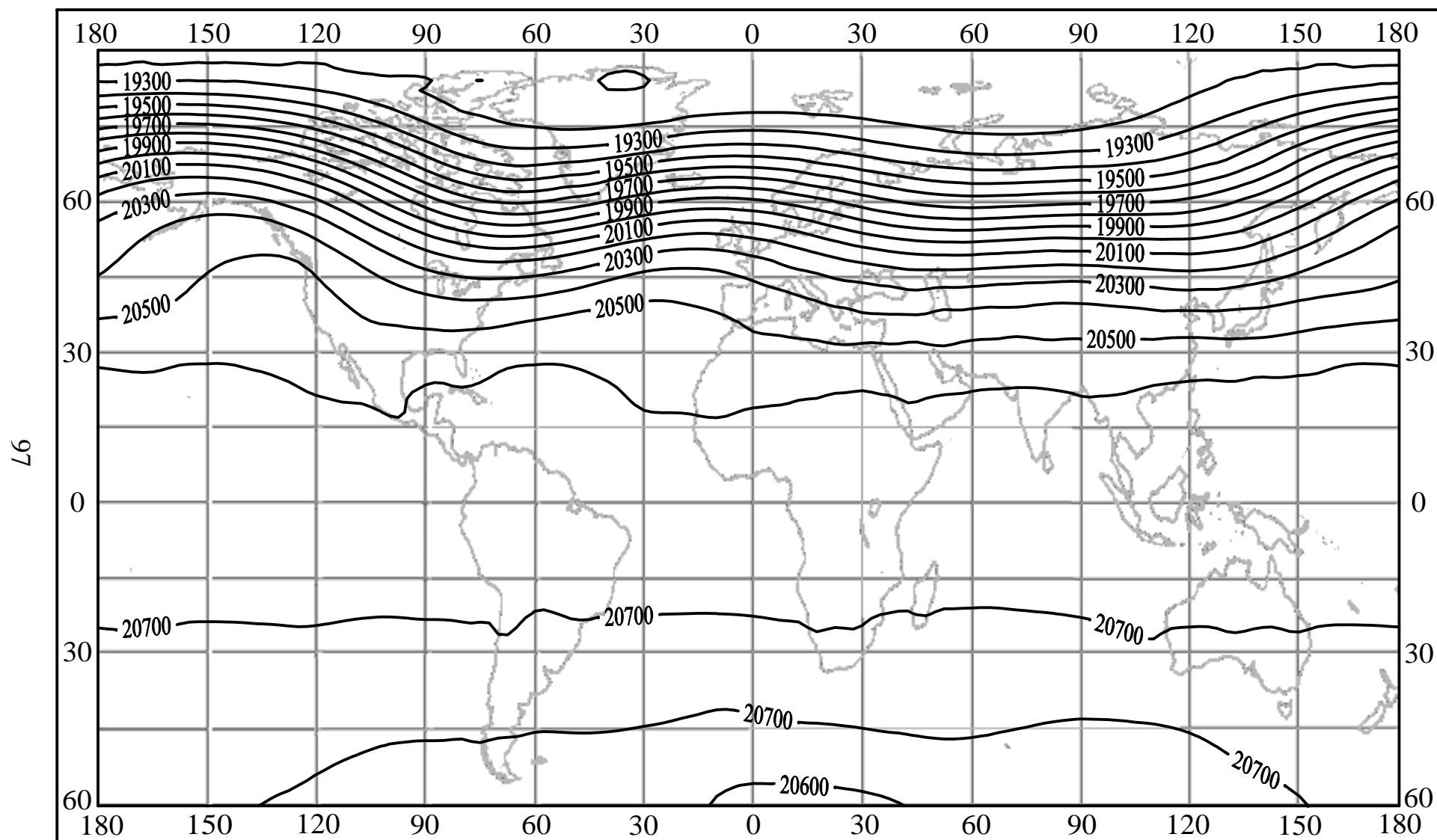


Рис. 3.11 - Геопотенциальная высота поверхности 50 гПа (м). Январь.

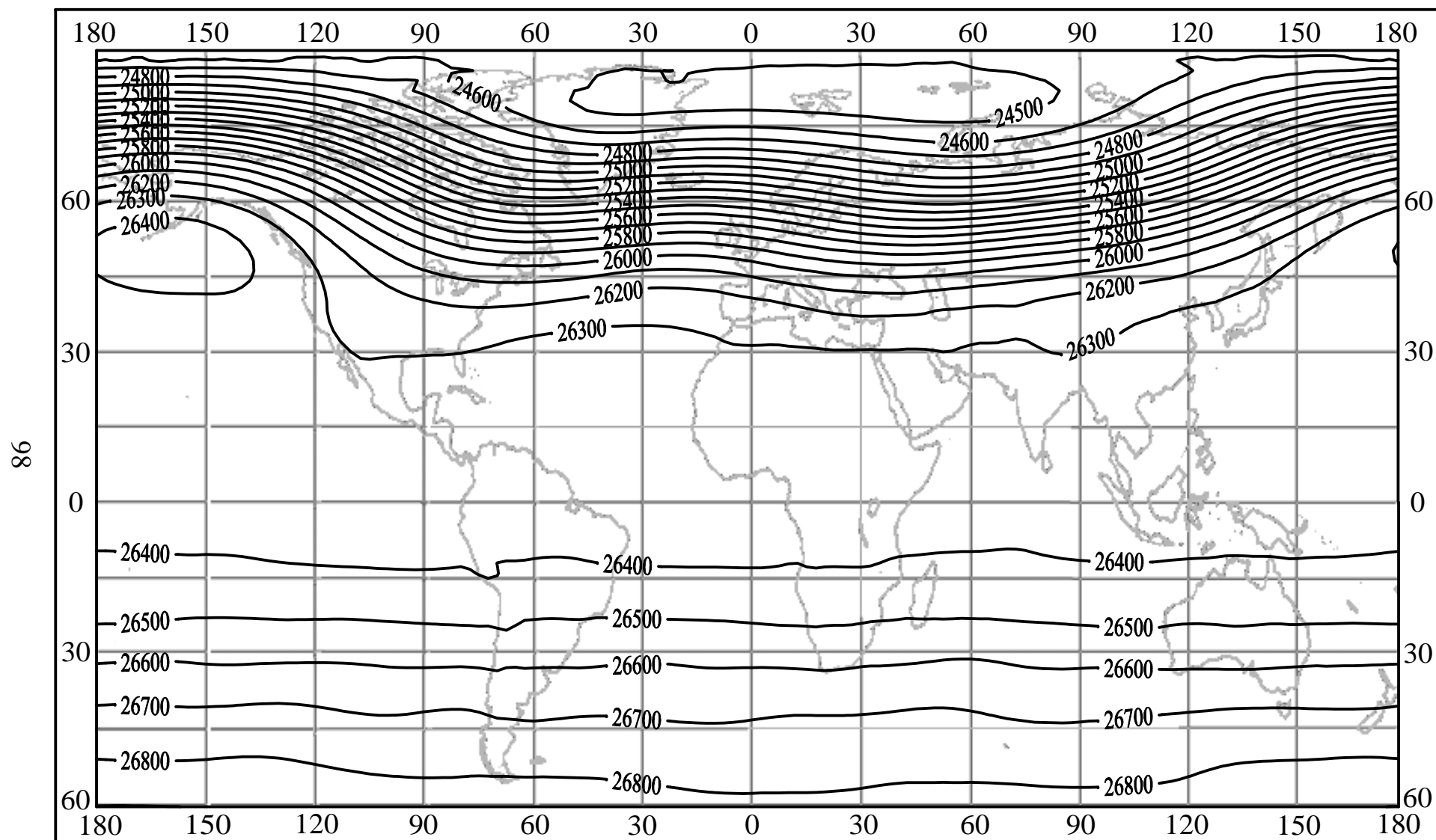


Рис. 3.12 - Геопотенциальная высота поверхности 20 гПа (м). Январь.

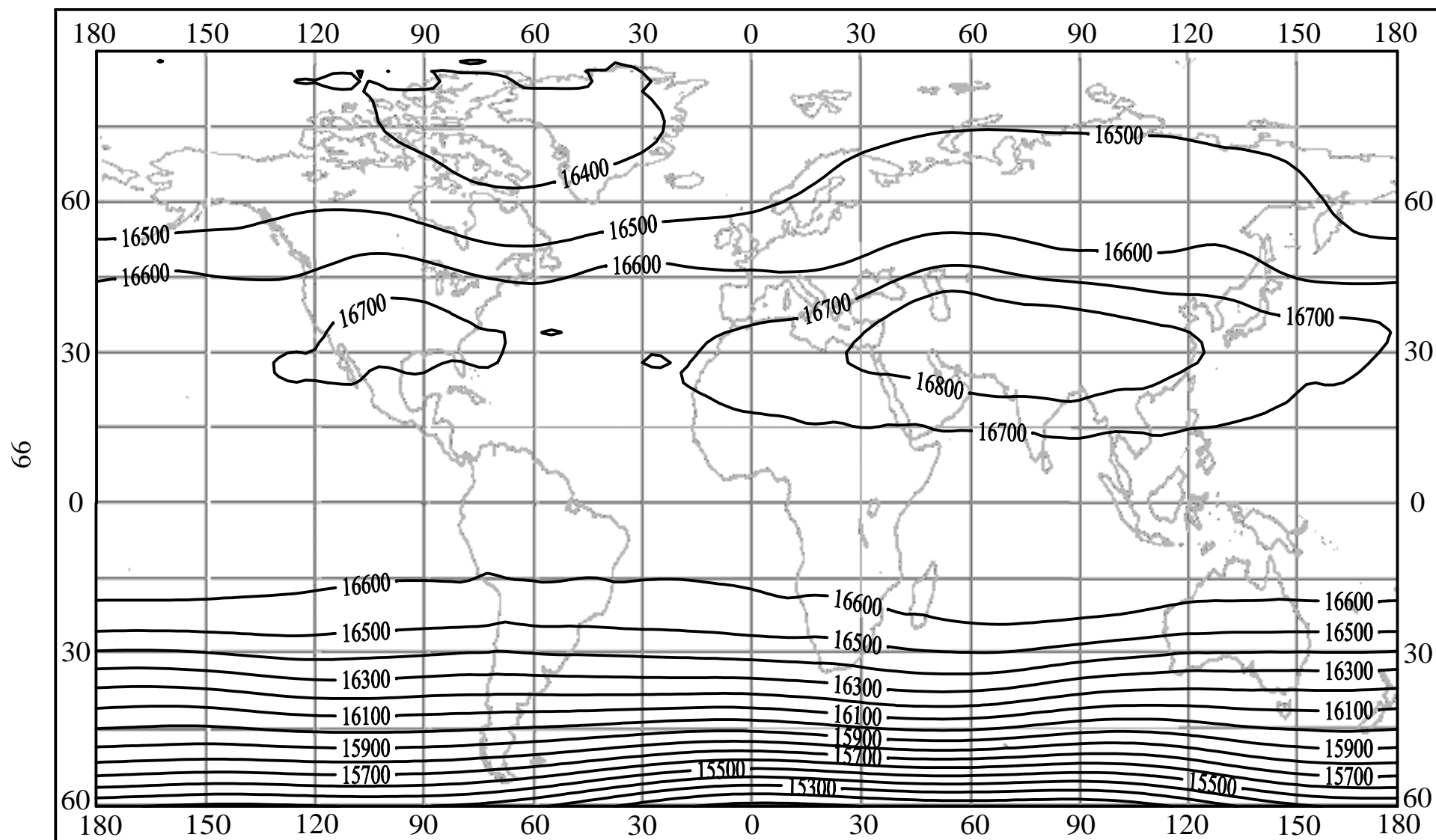


Рис. 3.13 - Геопотенциальная высота поверхности 100 гПа (м). Июль.

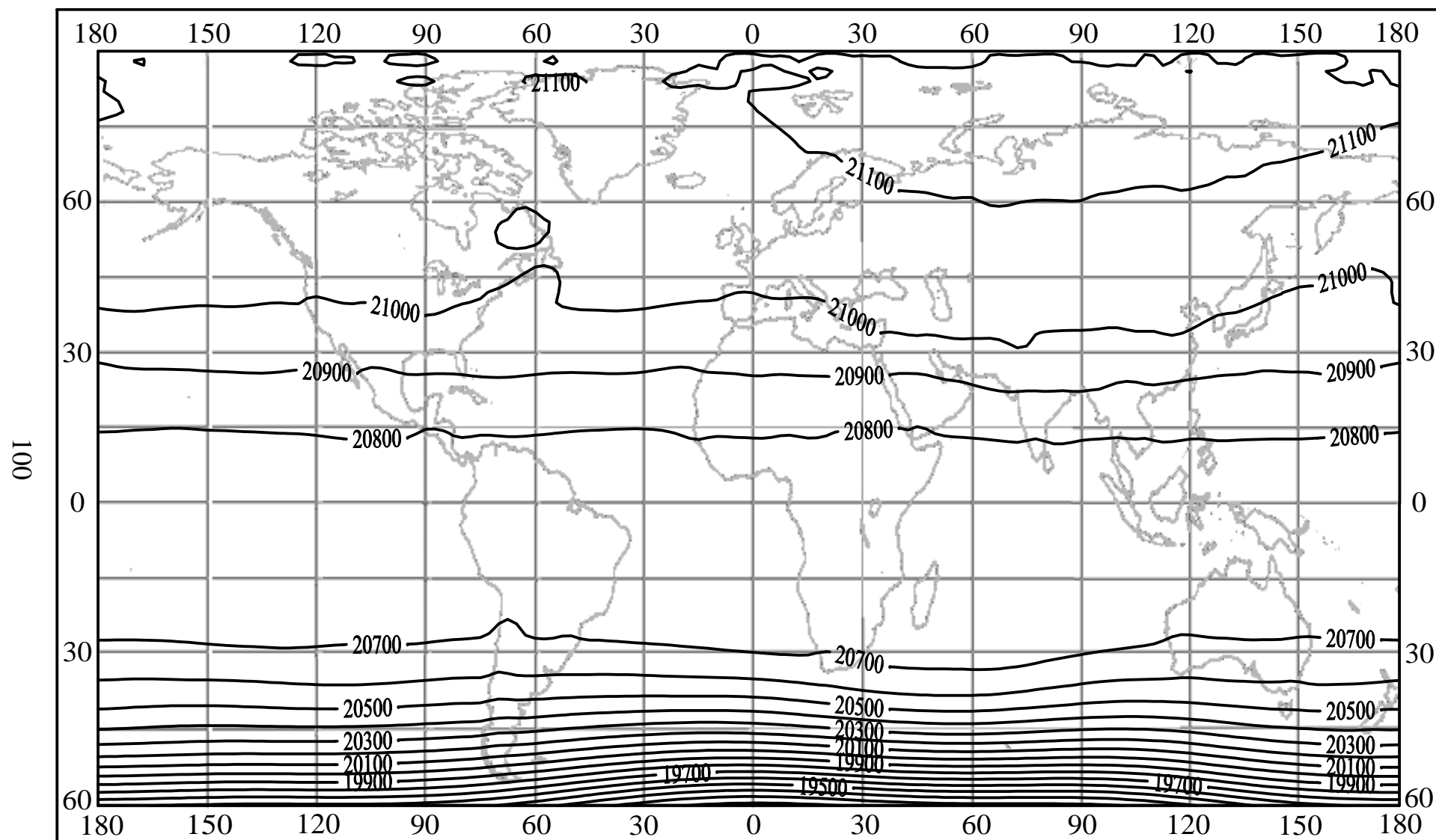


Рис. 3.14 - Геопотенциальная высота поверхности 50 гПа (м). Июль.

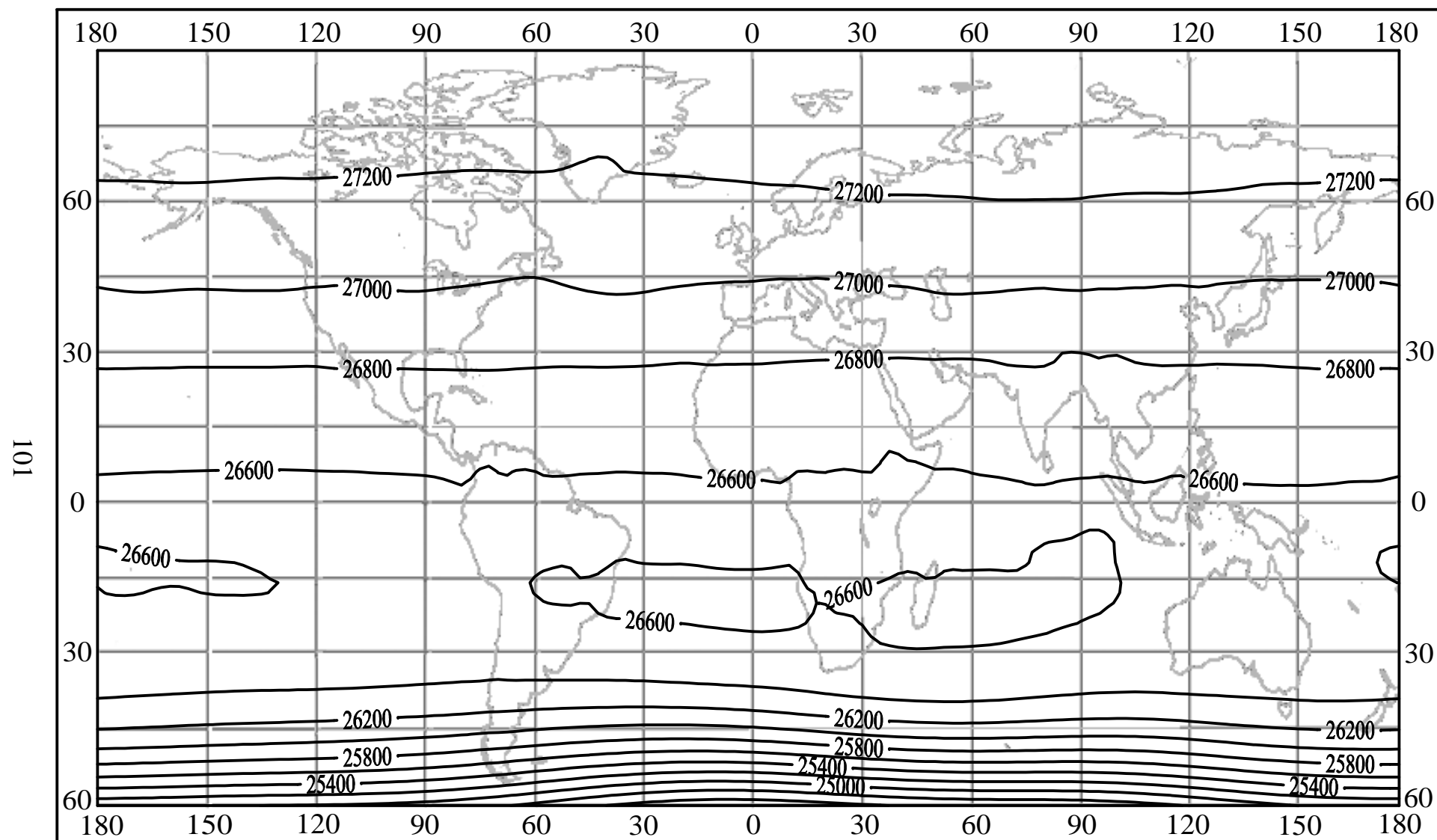


Рис. 3.15 - Геопотенциальная высота поверхности 20 гПа (м). Июль.

Анализ рис. 3.10-3.15 дает возможность определить некоторые особенности преобразования барического поля с высотой над северным и южным полушариями, что указывает на наличие определенных различий в строении и циркуляции нижней и средней стратосферы в южном полушарии по сравнению с северным. Эти особенности определяются различием орографии в южном и северном полушариях.

В стратосфере южного полушария в соответствующий сезон пространственное распределение среднего многолетнего давления и преобладающие условия циркуляции аналогичны северному. Различия между полушариями заключаются в более зональном распределении изогипс в южном полушарии.

Карты абсолютной топографии высоких уровней показывают влияние материков и океанов на распределение температуры и геопотенциала, а это в свою очередь на распределение скорости ветра.

Таим образом, термические свойства материков и океанов влияют на распределение температуры до высот 11-12 км, а это в свою очередь на распределение поля давления в огромной толще плотных слоев атмосферы.

Климатические поля геопотенциала и температуры наилучшим образом показывают сезонные и географические особенности общей циркуляции атмосферы. Они могут служить основой для выявления главных закономерностей температурно-ветрового режима свободной атмосферы, а также использоваться для количественных расчетов при решении практических задач.

4 СТРУКТУРА ГЛОБАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ СКОРОСТИ ВЕТРА В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ

4.1 Постановка задачи

Особой формой сверхдолгосрочного прогноза являются статистические сведения о многолетнем режиме атмосферы. Для получения таких сведений в мире за последние десятилетия были широко развиты исследования по климату верхних слоев атмосферы, в частности по режиму ветра, имеющему практическое значение и представляющему непосредственный индикатор процессов общей циркуляции атмосферы.

Интерес к исследованию тропосферной циркуляции вырос на протяжении последних десятилетий в связи с тем, что она в целом объясняет современную изменчивость климата на различных временных масштабах. Особую актуальность приобретает учет ветра при проведении различных инженерно-штурманских расчетов с целью более эффективного использования летно-технических данных самолетов и повышения экономичности воздушных перевозок. Постоянно растущие требования к повышению потолка полетов, информация для задач моделирования климата, уточнение стандартной атмосферы и ряд других задач теоретического и практического планов побуждают к созданию климатологических полей на все более высоких уровнях атмосферы, в частности – в стратосфере.

Исследование общей циркуляции атмосферы предполагает в первую очередь знание разнообразных аспектов распределения воздушных течений над различными регионами Земного шара. При этом первостепенное значение имеет изучение структуры поля скорости ветра.

Как известно, атмосферные движения имеют вихревой характер и отличаются нестационарностью. Это приводит к тому, что атмосферная

циркуляция, ее структурные элементы все время изменяются. В результате вертикальной неоднородности атмосферы, характеристики которой изменяются с широтой, при переходе от одного слоя атмосферы к другому осуществляется изменение направления и скорости воздушных течений, что наряду с изменением в вертикальном и горизонтальном направлениях плотности воздуха образует неравномерное распределение кинетической энергии как по вертикали, так и по горизонтали. Энергетический вклад различных слоев атмосферы изменяется также при переходе от сезона к сезону.

Как было показано в предыдущих главах, пространственная картина циркуляции определяется температурными контрастами экватор-полюс и сезонными температурными контрастами океан-материк, которые обеспечивают первоначальную энергетику движений. Сила Кориолиса, нелинейные взаимодействия, преобразования в энергетическом цикле атмосферных процессов вносят свой вклад в общую циркуляцию, которую уже невозможно объяснить простой схемой.

Известно, что в низких широтах накапливаются значительные запасы тепла и влаги. Их перераспределение играет большую роль в сохранении баланса энергии в атмосфере. Особенно велик вклад в баланс энергии скрытого тепла, т.к. именно в приэкваториальных и тропических широтах этот источник имеет доминирующее значение при генерации энергии [61]. Перераспределение тепла и влаги производится системой переноса этих субстанций в меридиональном направлении. Знание величин потоков очень важно для построения численных моделей циркуляции, а также различных расчетов по динамической климатологии, в том числе для долгосрочных прогнозов погоды.

Из требований практики возникает необходимость получения эмпирических моделей ветра, основанных на глобальных данных, с распределением их до уровней верхней мезосферы. Возможность

построения таких моделей становится все более реальной в связи с появлением в последние годы данных реанализа, основанных на совместном анализе ракетной и спутниковой информации, а также с развитием наблюдений за ветром в высоких слоях атмосферы косвенными методами.

Внедрение в оперативную практику региональных, полусферных и глобальных численных моделей обуславливает необходимость иметь детальные сведения о пространственной и временной структуре полей основных метеорологических величин во всех широтных зонах.

В отличие от гидродинамических моделей, статистические содержат параметры, физический механизм связи которых, со значением прогнозируемого климатического параметра, может быть еще не выясненным, но в связи с этим при помощи статистических методов можно учесть существенно большее количество погодообразующих факторов.

В данной главе монографии основной формой представления разработанных статистических моделей явились карты распределения зональной и меридиональной составляющих скорости ветра. Учитывая, что материалы наблюдений одних радио- и ракетных станций не обеспечивали необходимого пространственного разрешения для представления планетарных полей ветра, нами использовалась 18-уровенная глобальная система данных GEOS-1 [14].

Основным результатом построения статистических моделей ветра в тропосфере и стратосфере северного и южного полушарий явились карты средних многолетних значений зональных и меридиональных компонент ветра на главных изобарических поверхностях: 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30 и 20 гПа.

Осреднение за многолетний период обеспечивает исключение из получаемых таким образом интегральных характеристик атмосферы,

влияния синоптических шумов – процессов, имеющих по времени масштабы порядка дней или недель, а по пространству – порядка сотен или тысяч километров.

Ветер, также как и температура, давление, плотность воздуха является случайной функцией пространства и времени. Поэтому полное описание структуры полей ветра должно производиться на базе исследований их пространственно-временных статистических характеристик. Такое исследование возможно на основе большого ряда значений рассматриваемого параметра атмосферы в различных точках пространства и в различных промежутках времени. Значения скорости ветра распределяются как векторные случайные величины.

Отличительной чертой атмосферных движения является их нерегулярный, турбулентный характер. Вследствие этого, если рассматривать совокупность векторов ветра в какой-либо точке атмосферы за длительный промежуток времени, то каждый из них представляет собой случайную величину. Это положение является основной предпосылкой для описания климатического режима ветра.

Вектор ветра может быть представлен в виде двух составляющих, одна из которых направлена по параллели (зональная), а вторая – по меридиану (меридиональная).

В качестве статистических характеристик, описывающих вертикальную структуру составляющих скорости ветра в плотных слоях атмосферы, в этой главе будут рассматриваться средние глобальные поля зональной и меридиональной компонент ветра в тропосфере, нижней и средней стратосфере.

Существуют различные оценки зональной и меридиональной циркуляции. В последние годы для их изучения широко используются составляющие вектора ветра. Зональная (U) и меридиональная (V) составляющие ветра определяются следующим образом:

$$\vec{U} = \vec{V}_r \sin \varphi; \quad (4.1)$$

$$\vec{V} = \vec{V}_r \cos \varphi, \quad (4.2)$$

где

\vec{V}_r – вектор результирующего ветра, полученный по данным за длительный период времени;

φ – географическая широта.

Ось X направлена с запада на восток вдоль широты. Ось Y направлена с юга на север вдоль меридиана.

Значения составляющих вектора ветра и их знак в тропосфере и стратосфере в значительной степени определяются неоднородностью полей температуры и их перестройкой с высотой. Они являются функцией широты, высоты и времени года.

Составляющие вектора могут быть как положительными, так и отрицательными. Положительные значения зональной составляющей ($U > 0$) соответствуют переносу воздушных масс с запада на восток, отрицательные ($U < 0$) – с востока на запад. Положительные значения меридиональной составляющей ($V > 0$) характеризуют потоки, направленные с юга на север, отрицательные ($V < 0$) – в обратном направлении.

В последующих разделах этой главы будут представлены глобальные поля зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в тропосфере и стратосфере северного и южного полушарий и дана характеристика зон максимальных ветров, поскольку высотные струйные течения являются характерной чертой структуры атмосферы и поля воздушных течений.

4.2 Основные черты зональной циркуляции в тропо-стратосфере

4.2.1 Характеристика зональной составляющей скорости ветра в тропо-стратосфере

Зональная циркуляция составляет главный элемент общей циркуляции атмосферы. Она теоретически изучена достаточно подробно Э.Н. Лоренцем, С.А. Машковичем и на основе эмпирических данных С.С. Гайгеровым, И.Г. Гутерманом, В.Р. Дубенцовым, Х.П. Погосяном, А. Оортом и многими др.

Характерной особенностью средней зональной циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере Земли (0-30 км) по данным И.Г. Гутермана является расслоение ее на планетарные ветровые пояса, внутри которых преобладают противоположные по направлению потоки: устойчивые западные ветры умеренных и субтропических широт, устойчивые восточные ветры тропических и приэкваториальных широт и слабые неустойчивые восточные ветры высоких широт. Их широтное распределение, интенсивность, изменение с увеличением высоты в значительной степени определяются значением горизонтального градиента средней температуры и его изменением с высотой, т. е. зависят от времени года.

В январе западные потоки на поверхности 850 гПа наблюдаются в широтной зоне 25-60° с.ш. и 35-65° ю.ш. Наибольшие значения составляющих наблюдаются вдоль 30-40° с.ш. и 40-50° ю.ш. С высотой области западных ветров расширяются и скорости их возрастают. Вблизи поверхности 200 гПа западные ветры по интенсивности и площади распространения в обоих полушариях достигают максимума. Они распространяются к экватору вслед за смещением областей тепла и

повышенного давления в верхней тропосфере. В северном полушарии интенсивность циркуляции в это время года больше, чем в южном. Наибольшие средние скорости 37 м/с на поверхности 200 гПа прослеживаются вдоль 31° с.ш., в южном полушарии – 24 м/с наблюдаются на широте 43°. Они отражают тропосферные субтропические струйные течения, которые характеризуются устойчивостью во времени и пространстве внутри сезона (см. п.4.2.2).

В нижней стратосфере северного полушария западные потоки сохраняются, однако изменение скорости с высотой зависит от широты. В широтной зоне 20-50° с.ш. происходит убывание значений скорости в переходном слое между тропосферой и стратосферой. Оно обусловлено смещением области тепла в нижней стратосфере в субтропические и умеренные широты по сравнению с этой областью в верхней тропосфере, где ось ее проходила вблизи 10° с.ш.

В результате горизонтальный градиент температуры в слое 200-100 гПа внутри этой широтной зоны испытывает обращение. Такое убывание скорости ветра согласуется с ходом термического ветра в условиях малых меридиональных градиентов температуры.

В стратосфере высоких и северных районов умеренных широт значения западных составляющих возрастают с высотой, так как соответствие в направлении меридиональных градиентов средней температуры и давления сохраняется так же, как и в тропосфере. Вертикальные градиенты скорости с высотой не остаются постоянными. Они резко возрастают в широтной зоне 50-70° с.ш., где на поверхности 50 гПа и выше наблюдается стратосферное струйное течение. Струйное течение северного полушария может сильно мигрировать вследствие преобразования полей температуры и давления, развития меридиональности и распространения теплых гребней и зон повышенных горизонтальных градиентов температуры и давления к полюсу. Выше

30 км по данным К.Т. Логвинова, С.С. Гайгерова западные потоки в районе высоких широт прослеживаются в пределах всей зимней стратосферы.

В пограничном слое тропосферы высоких широт ($65-75^{\circ}$ с.ш.) преобладают восточные потоки. Средние зональные значения составляющих менее 1 м/с. Они являются результатом осреднения восточных ветров на периферии арктических антициклонов и западных – на перифериях циклонов, смещающихся из районов Северной Атлантики [59].

Восточные устойчивые потоки в тропосфере тропических широт обоих полушарий (30° с.ш. - 35° ю.ш.) характеризуют область пассатов, северо-восточных в северном и юго-восточных в южном полушариях. Скорости этих потоков возрастают от уровня моря до высот 1-1,2 км (870 гПа), достигая значений 6 м/с. Выше значения восточных составляющих убывают. Области повышенных их значений в тропосфере северного полушария располагаются вблизи 10° с.ш., а в южном – 20° ю.ш. В средней и верхней тропосфере над ними располагаются западные потоки. Уровень обращения составляющих ветра является функцией широты и сезона [59].

В экваториальной зоне восточные ветры прослеживаются в пределах всей тропосферы и стратосферы. Однако, как в тропосфере, так и в стратосфере в слое 80-10 гПа восточные ветры могут нарушаться западными.

В стратосфере летнего южного полушария (январь), начиная с поверхности 50 гПа, скорость восточных ветров вновь возрастает. Эти ветры охватывают все полушарие, характеризуются устойчивостью, распространяются в северное зимнее полушарие до 30° с.ш. на поверхности 30 гПа (25 км) и выше. Здесь в зоне $0-30^{\circ}$ с.ш. проходит северная граница приэкваториальных стратосферных струйных течений восточного направления. Ось их располагается в летнем полушарии вдоль $8-10^{\circ}$ ю.ш.

В июле в тропосфере северного полушария наблюдается ослабление интенсивности западной циркуляции и смещение восточных потоков к тропику. Это обусловлено прежде всего радиационными процессами, способствующими повышению температуры от зимы к лету во внетропических широтах, уменьшению горизонтальных меридиональных контрастов температуры в тропосфере и смещению зон повышенных их значений к северу на 10° с.ш.

Западные потоки в северном полушарии наблюдаются в полосе широт $35-60^\circ$, зона максимальных их значений 20 м/с на поверхности 200 гПа смещается к 42° с.ш. Распространение западных потоков на этой поверхности к югу ограничивается 25° с.ш., в то время как в январе они почти достигают экватора.

В нижней стратосфере западные составляющие вектора ветра резко ослабевают, в связи с обращением меридионального градиента температуры вблизи поверхности 200 гПа, и изменяются на восточные вблизи 50 гПа. В результате на поверхности 50 гПа и выше в пределах всей стратосферы ($50-0,4$ гПа) наблюдается восточная циркуляция в системе циркумполярного антициклона. Она характеризуется большой устойчивостью и распространяется в стратосферу тропической зоны зимнего южного полушария. Над остальной частью его наблюдаются западные потоки по периферии антарктического циклона, которые преобладают большую часть года. Продолжительность преобладания западных потоков убывает с увеличением высоты от 10 месяцев в нижней стратосфере до 8,5 месяцев в верхней (40 км). Зимой нарушений их не наблюдается, что свидетельствует о большой устойчивости стратосферного приполюсного антарктического циклона [59].

В зимней арктической стратосфере западная зональная циркуляция является менее устойчивой по сравнению с зональной антарктической циркуляцией. В верхней арктической стратосфере большую вероятность

появления имеют восточные составляющие. Нарушение западной циркуляции сопровождается резким повышением температуры и увеличением скорости ветра. Таким образом, режим зональных составляющих вектора ветра, а следовательно, и устойчивость приполюсных циклонов в арктической и антарктической стратосфере различаются [59].

Анализу зональной циркуляции в данной монографии предпосланы главы 2 и 3, в которых рассматриваются некоторые характеристики глобальных полей температуры и давления. На основе такого анализа устанавливается взаимосвязь средних по полушарию меридиональных градиентов температуры и средних по полушарию зональных составляющих ветра.

На рис. 4.1-4.6 представлены глобальные январские поля зональной составляющей скорости ветра на изобарических поверхностях тропосферы и стратосферы. Как следует из рис. 4.1-4.6 вдоль кругов широты на разных долготах северного полушария зональный поток неоднороден, в нем наблюдаются волнообразные возмущения. Вдоль субтропических и умеренных широт выделяются три волны длиной 110-140°. Амплитуда колебаний зональной скорости в волнах различна. Наиболее интенсивна волна над восточным побережьем Азиатского материка и западной частью Тихого океана. В ее гребне вдоль 140° в.д. на 32° с.ш. средняя месячная зональная скорость достигает 68 м/с на поверхности 300 гПа (рис. 4.2). В этом же центре Тихоокеанской зоны струйного течения, средняя январская скалярная скорость ветра на уровне 200 гПа (рис. 4.3) равна 76 м/с, что свидетельствует об исключительной устойчивости здесь западных ветров. Следующий по интенсивности гребень больших зональных скоростей отмечается на 50° в.д., над Иранским нагорьем со скоростью 36 м/с на уровне 300 гПа (рис. 4.2) и 44 м/с на уровне 200 гПа (рис. 4.3). Третий гребень, характеризующий центр атлантической зоны струйного течения

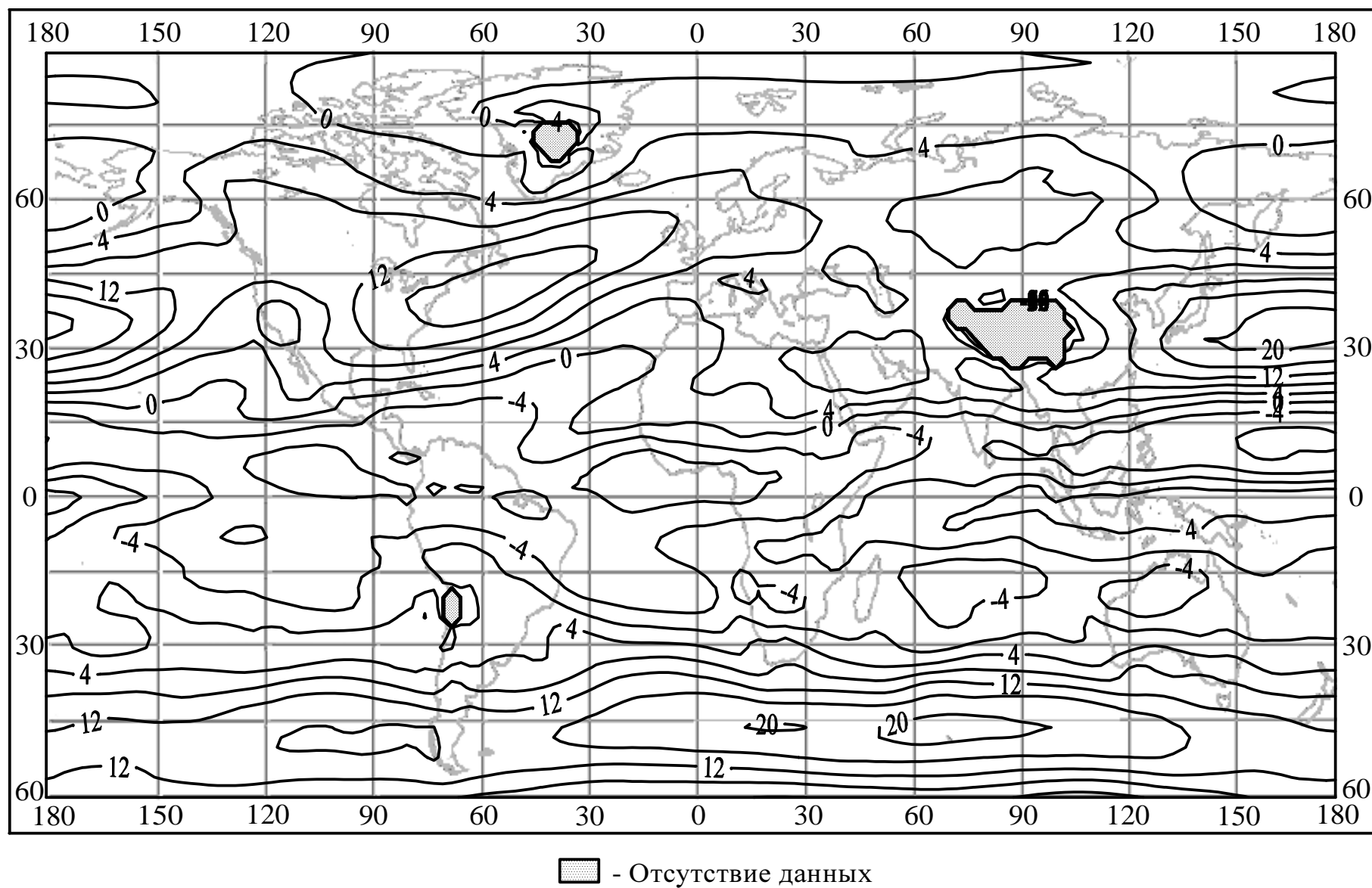


Рис. 4.1 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 700 гПа (м/с). Январь

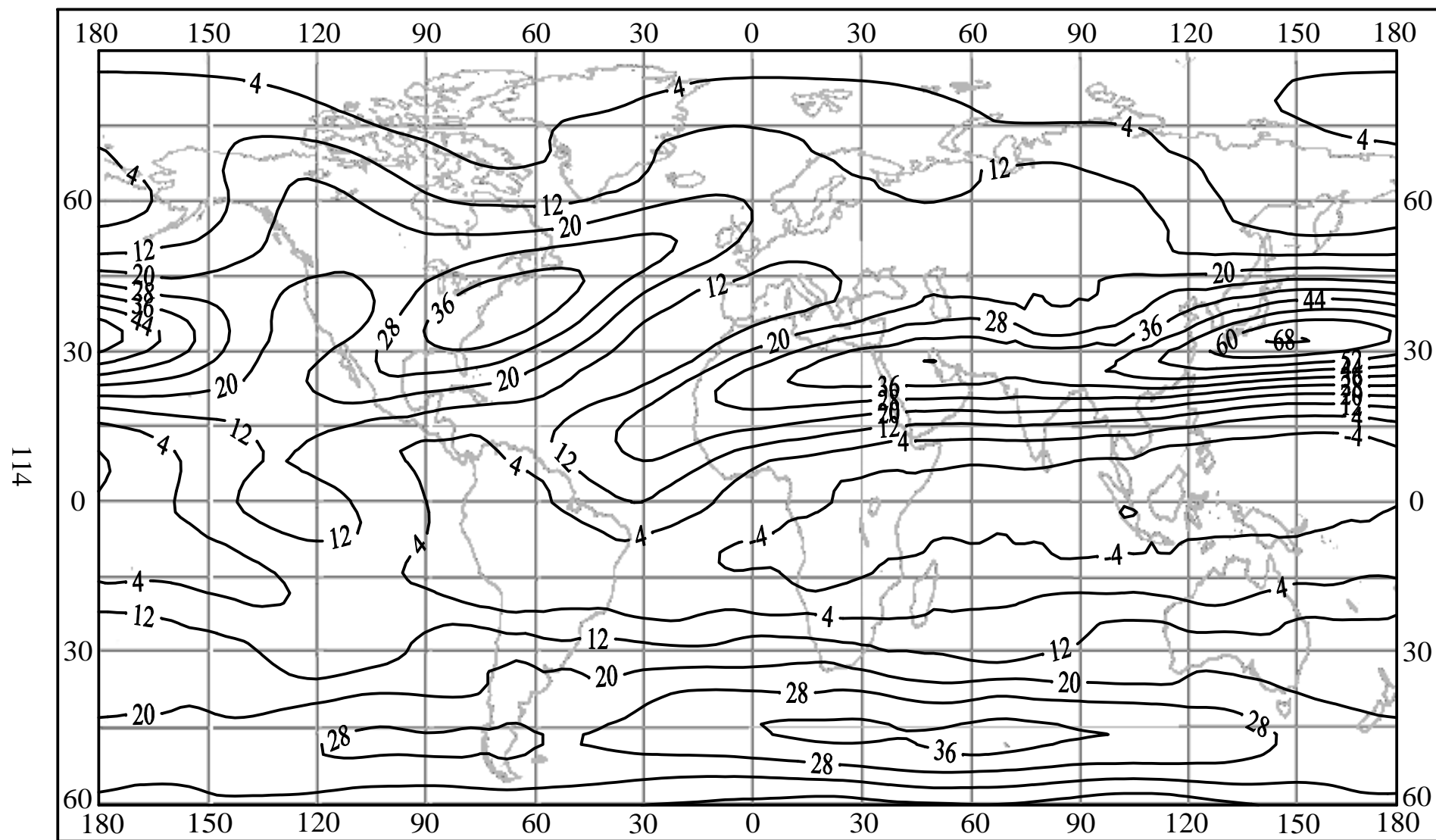


Рис. 4.2 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 300 гПа (м/с). Январь

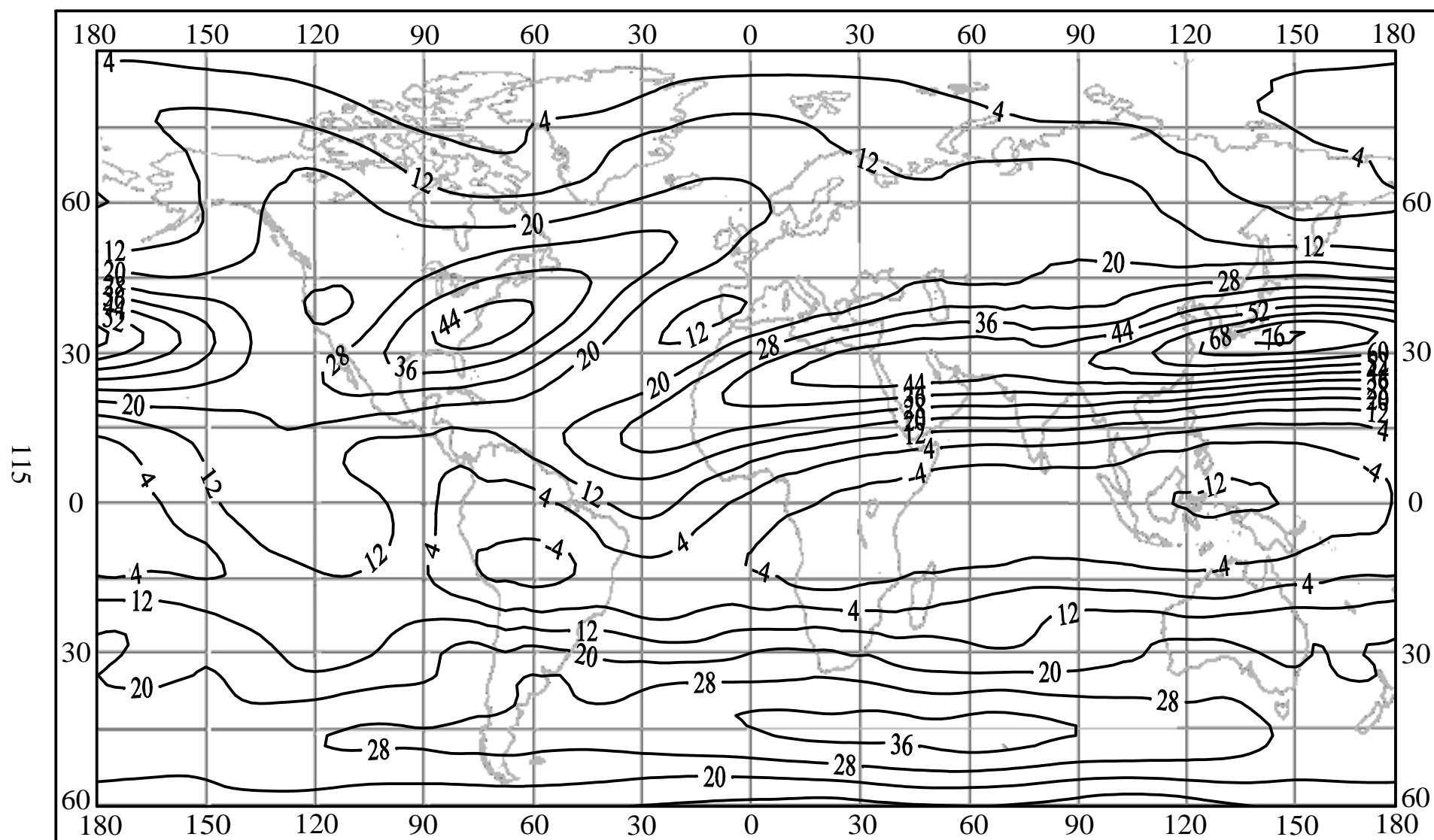


Рис. 4.3 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 200 гПа (м/с). Январь

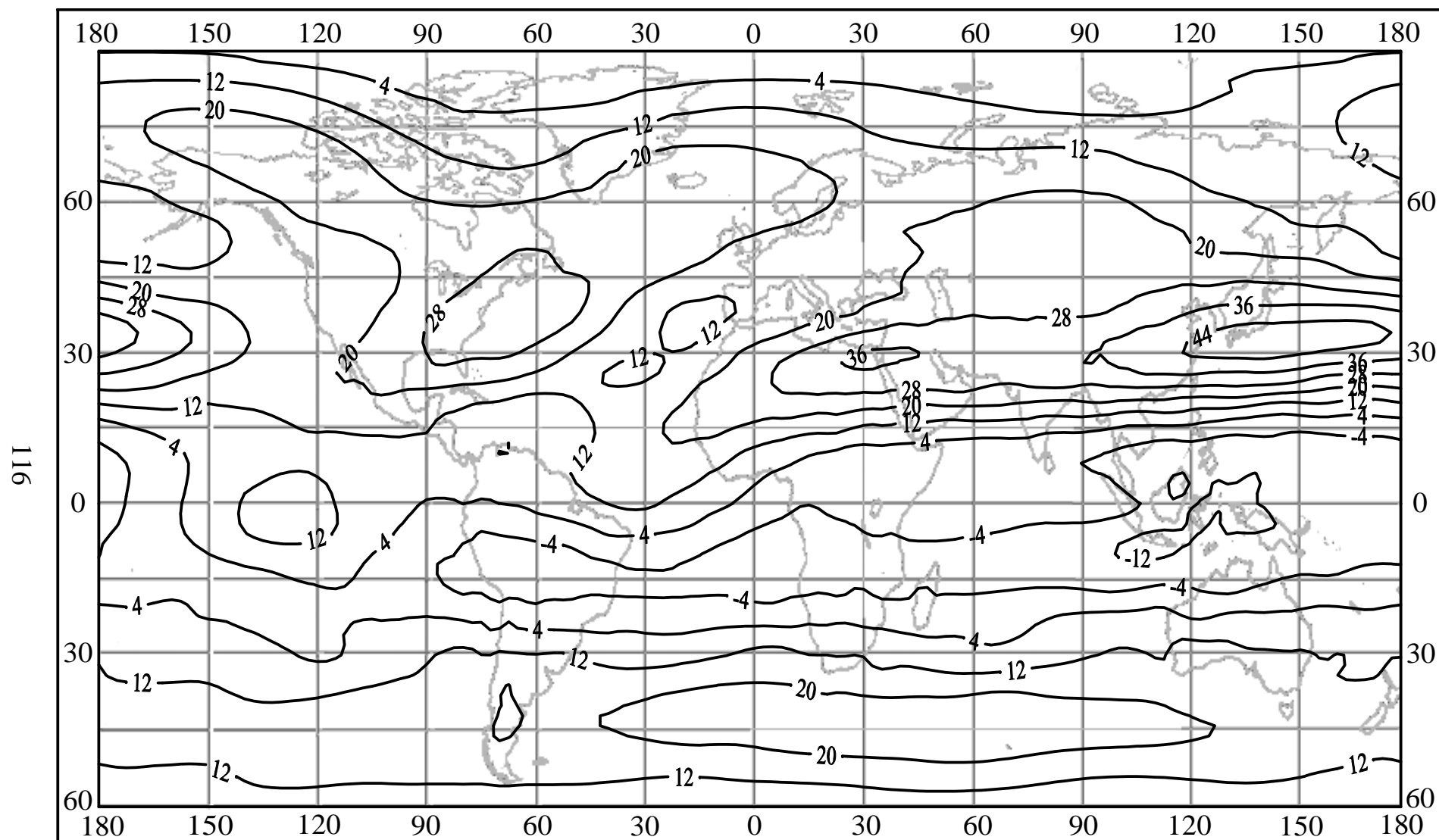


Рис. 4.4 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 100 гПа (м/с). Январь

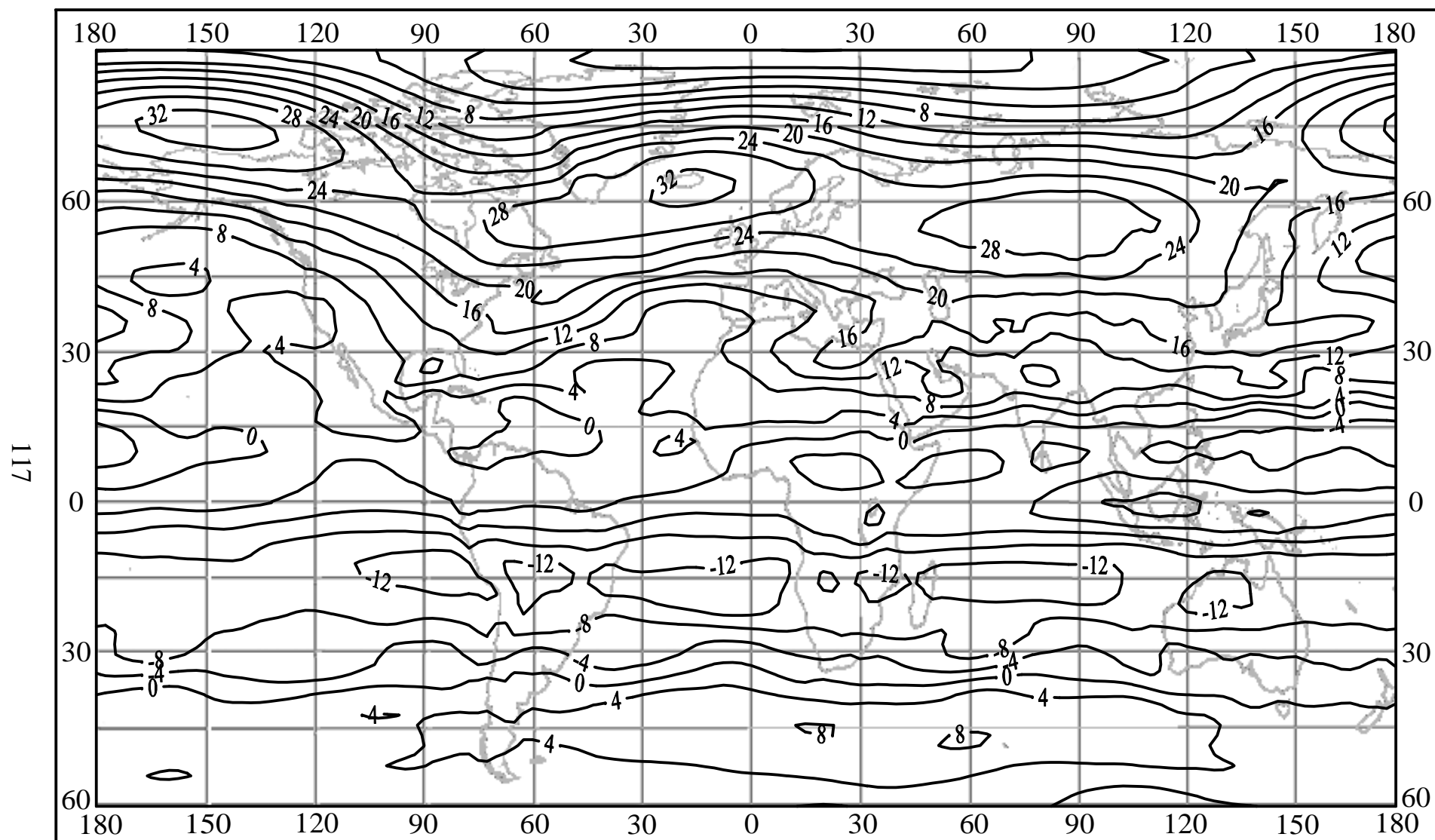


Рис. 4.5 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 50 гПа (м/с). Январь

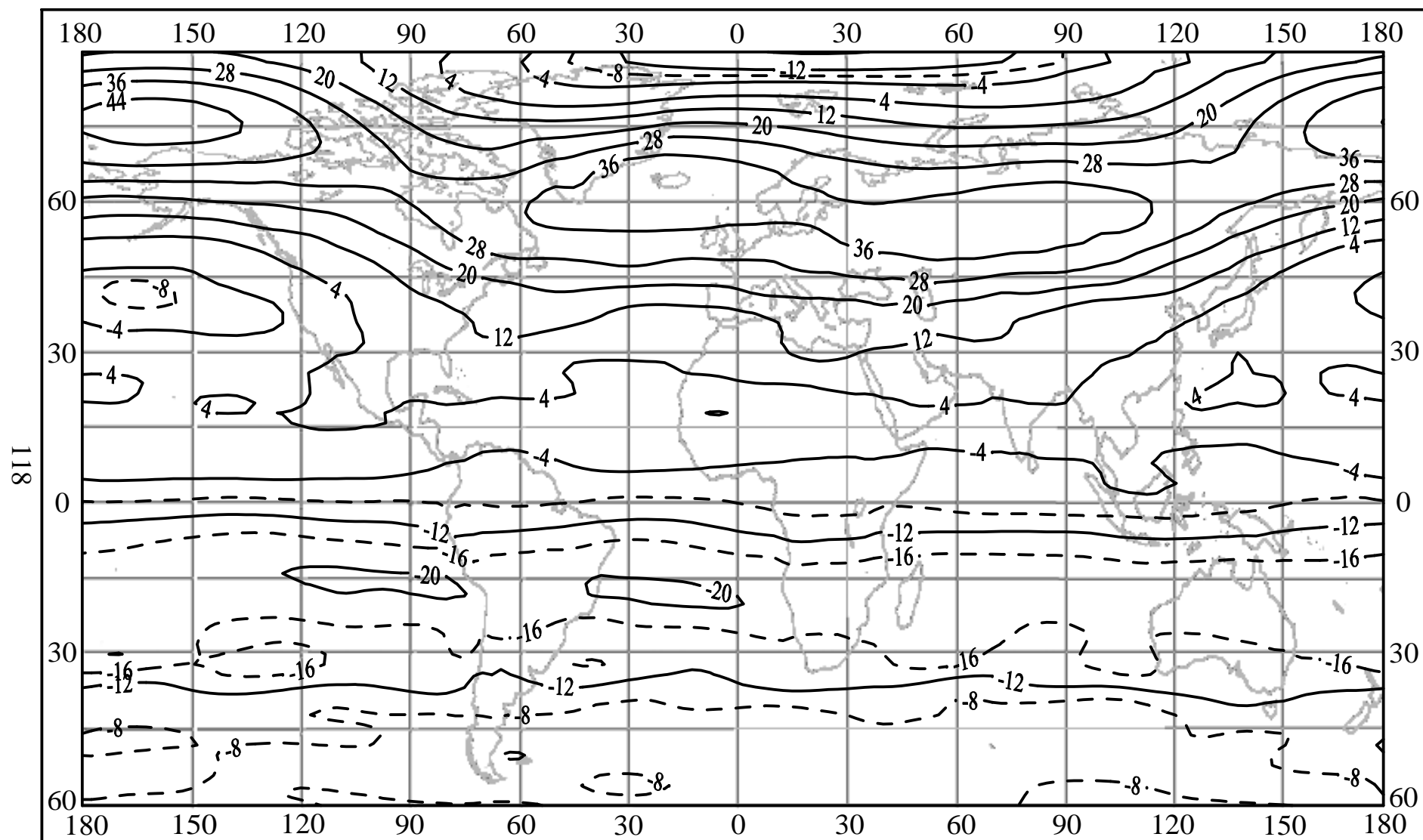


Рис. 4.6 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 20 гПа (м/с). Январь

расположен у 75° з.д. От уровня 300 гПа до уровня 200 гПа средняя зональная скорость растёт от 36 м/с до 44 м/с.

В нижней стратосфере субтропических широт, как об этом можно судить по январским картам 100, 50 и 20 гПа (рис. 4.4-4.6), западная составляющая скорости резко ослабевает. Зимой над северным полушарием в слоях 14-16 км происходит перестройка поля температуры, когда область тепла, свойственная тропосфере низких широт, в нижней стратосфере перемещается к северу. При этом горизонтальные градиенты температуры, сохраняя южное направление над полярными широтами, резко усиливаются. Вследствие этого термическая составляющая ветра над полярными широтами обуславливает резкое усиление западной составляющей ветра. Над субтропиками ветры ослабевают.

В нижней стратосфере вдоль 65° с.ш. образуется субполярное струйное течение. Это течение, также как и субтропическое тропосферное, расчленено на три зоны: Тихоокеанскую, Атлантическую и Азиатскую. Средняя месячная скалярная скорость в январе в этих зонах на уровне образования струи порядка 30-40 м/с.

Средняя месячная скорость восточных ветров в стратосфере в приэкваториальных и тропических широт в январе невелика: в зоне их наибольшей вероятности над Индийским океаном она составляет лишь 10-12 м/с. Максимум же скорости восточного стратосферного струйного течения в январе, также как и в апреле, смещается в южное полушарие.

В июле (рис.4.7-4.12) в северном полушарии в зональном потоке возникают четыре волны, соответственно меньшей длины и амплитуды. Наибольшую амплитуду имеют волны над Азиатским континентом, где на 42° с.ш. вдоль $50-60^{\circ}$ в.д. и 90° в.д. на уровне 200 гПа (рис. 4.9) расположен центр азиатской зоны субтропического струйного течения. Средняя западная составляющая в гребне достигает 28 м/с. Гребни двух других июльских волн менее интенсивны (20 м/с) и располагаются одна

над Тихим океаном, а другая – над Северо-Американским континентом и прилегающей атлантической частью океана.

В верхней тропосфере тропиков восточная составляющая занимает восточное полушарие по обе стороны от экватора (до $10-15^{\circ}$ с. и ю.ш.) с максимальными скоростями до 12 м/с на 200 гПа (рис. 4.9).

Восточные ветры тропических и экваториальных широт распадаются на два потока: нижний пассатный, в котором скорость резко возрастает от земли до 2,5 км, а затем убывает к средней тропосфере, и верхний, в котором скорость усиливается в стратосфере. В июле скорость восточных ветров в зоне стратосферного струйного течения в северном полушарии достигает максимума. Над севером Индийского океана, Индией и Северной Африкой вероятность струйных течений на 20 км достигает 40%, средняя месячная скорость зонального движения здесь составляет 24-28 м/с. Ось струйного течения летом проходит вдоль 15° с.ш. к югу и к северу скорость убывает.

В июле зональная циркуляция тропических широт имеет весьма различный характер над континентами и над океанами. Восточная пассатная циркуляция нарушается системой термических депрессий.

При анализе особенностей зональной циркуляции атмосферы рассмотрена зона перехода зональной западной составляющей скорости ветра на восточную, высоты ее положения в различные месяцы, колебания вдоль меридиана. А это имеет практическое значение для изучения схемы циркуляции и важно для расчета переноса различных субстанций, взвешенных в атмосфере, и наиболее устойчиво сохраняющихся на этом уровне. Летом поверхность нулевой зональной составляющей располагается наиболее высоко над континентами (вследствие роста турбулентной вязкости) и наиболее низко над океанами.

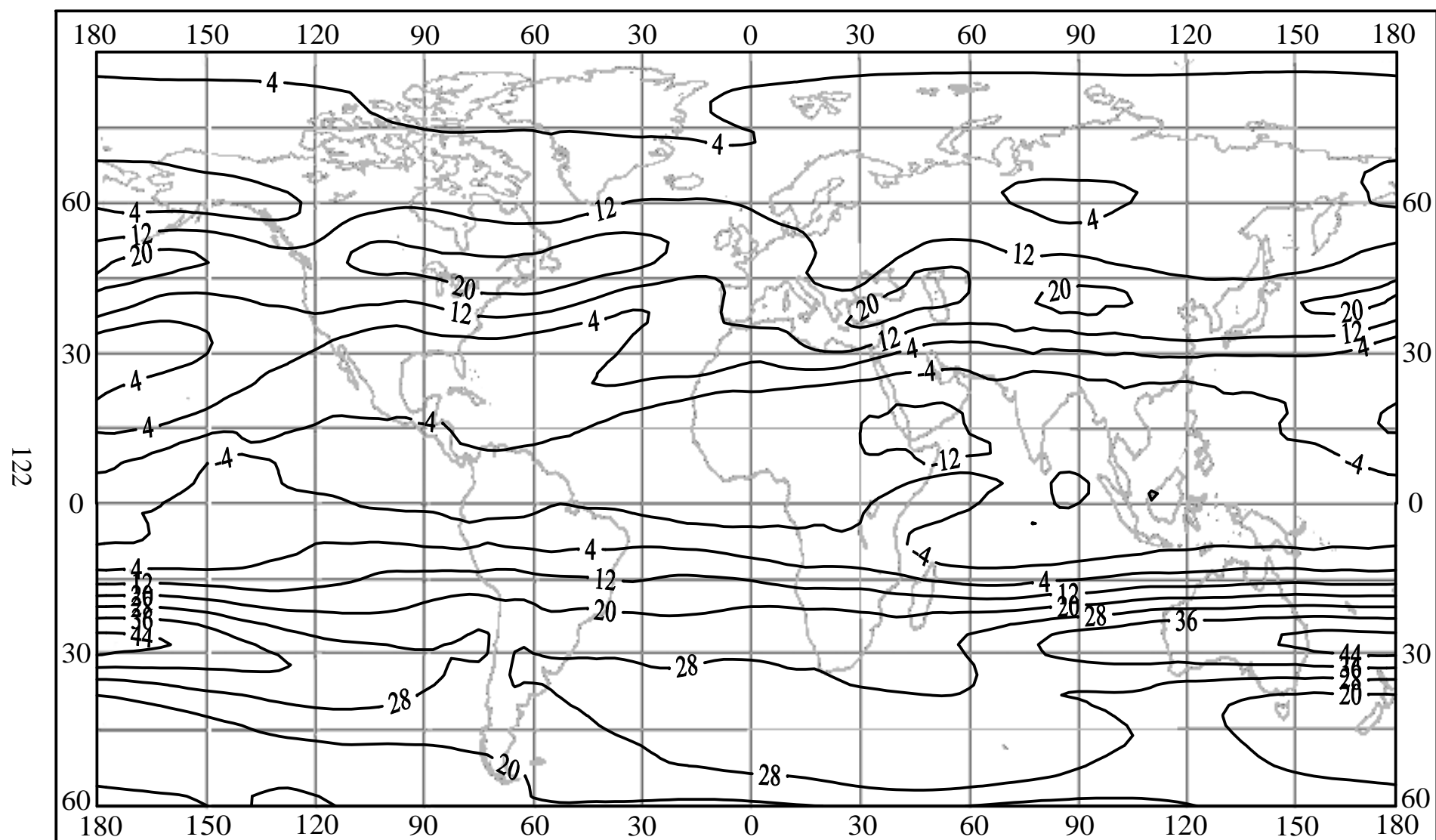


Рис. 4.8 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 300 гПа (м/с). Июль

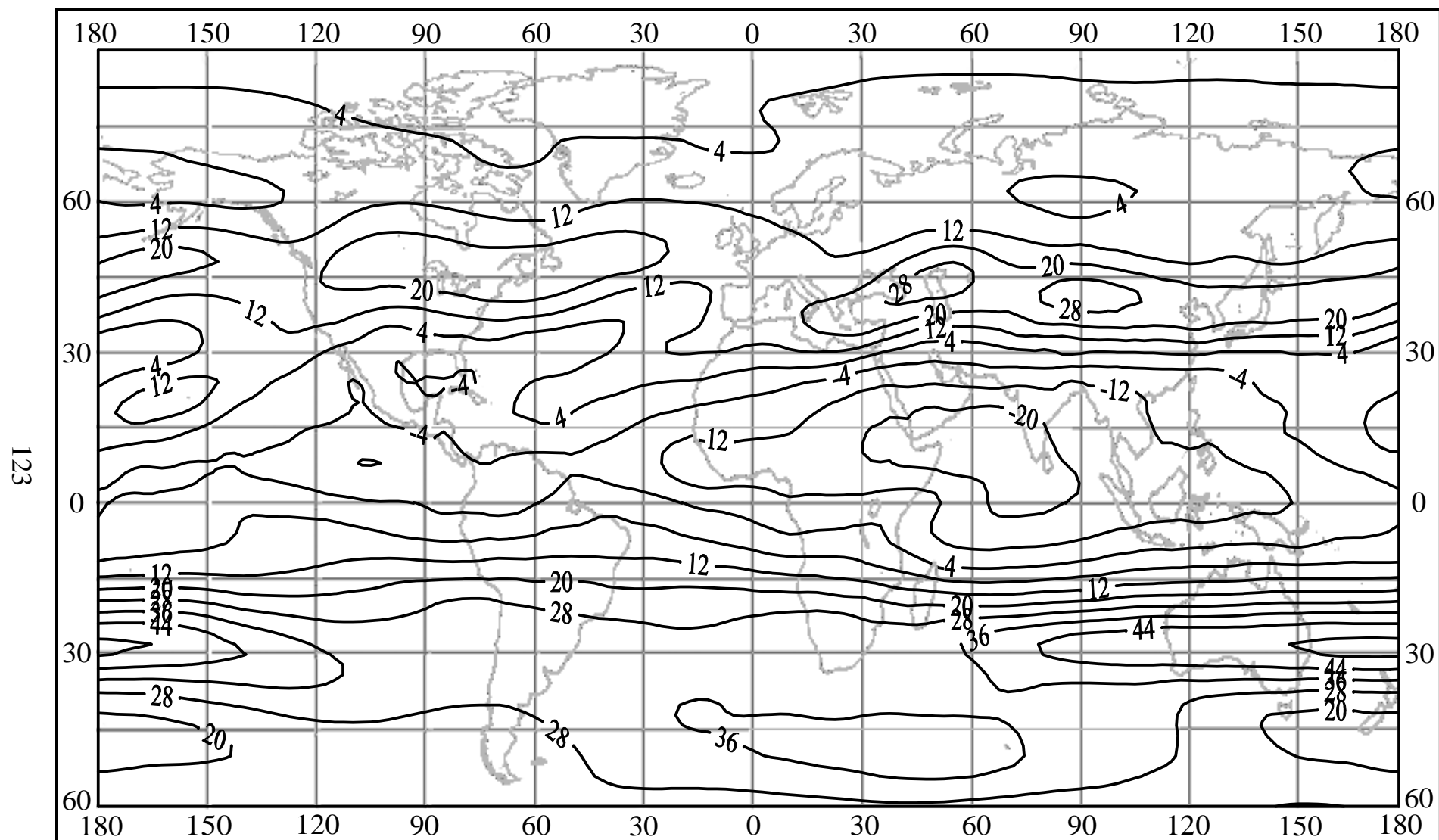


Рис. 4.9 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 200 гПа (м/с). Июль

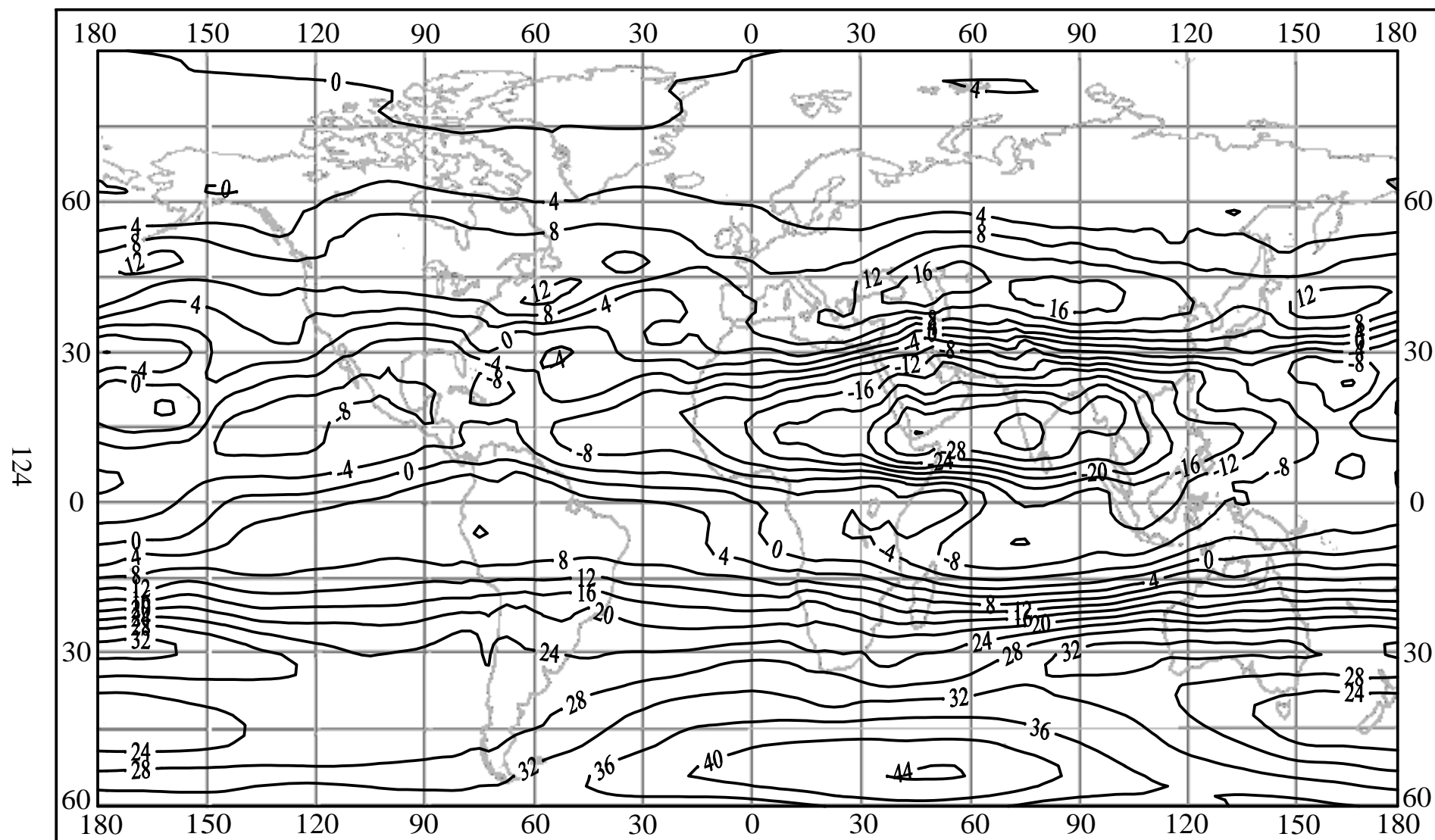


Рис. 4.10 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 100 гПа (м/с). Июль

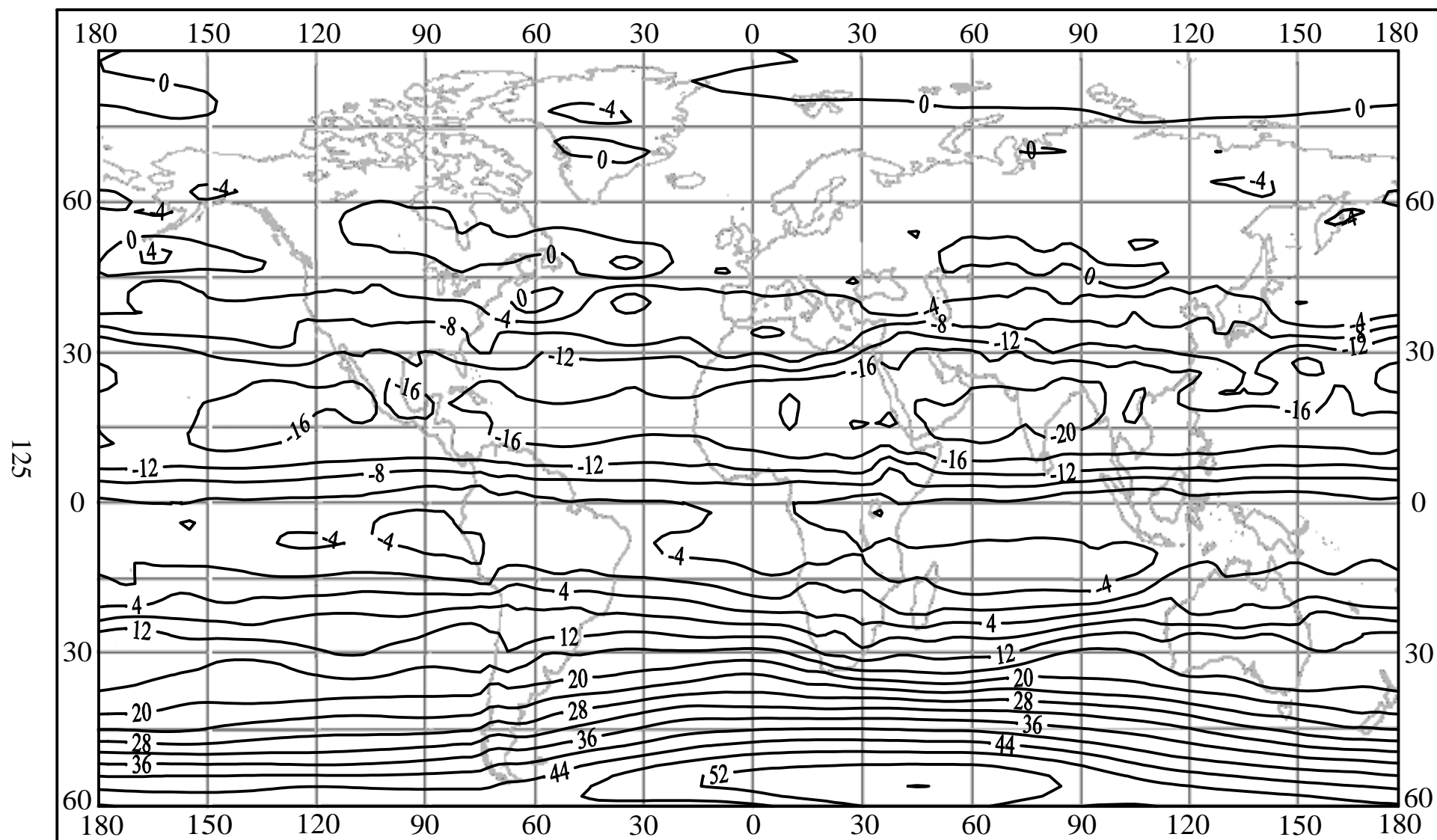


Рис. 4.11 - Зональная составляющая скорости ветра на поверхности 50 гПа (м/с). Июль

Вдоль меридиана эта поверхность более всего приподнята над умеренными широтами, к югу и к северу она опускается; в январе-апреле – к 28-34° с.ш., а в июле-октябре – к 40-44° с.ш.

Таким образом, на Земном шаре существует лишь один экваториальный стратосферный максимум скоростей восточных ветров, который переходит в течение года из южных тропиков в северные и обратно. Зон же сильных тропосферных субтропических струйных течений и стратосферных течений полярных широт две, как и зон пассатной циркуляции – по одной в каждом полушарии.

Представленные карты средних значений зональной составляющей скорости ветра над северным и южным полушариями до высот 27 км для двух месяцев (января и июля) уточняют положение, интенсивность и годовой ход трех колец зональных движений в системе общей циркуляции атмосферы – восточных ветров в низких широтах, западных сильных ветров в субтропических и умеренных широтах и неустойчивость ветров в полярных районах.

4.2.2 Струйные течения свободной атмосферы

Ранние визуальные наблюдения за дрейфом перистых облаков указывали на наличие мощных и преобладающих зональных ветров в верхней тропосфере. Визуальные наблюдения за серебристыми облаками (после извержения Кракатау в 1883 году) также доказали существование на больших высотах сильных ветров восточного направления над экваториальной зоной и западного направления в средних широтах. Ураганные ветры на высотах впервые были зафиксированы в 20-х годах XX столетия, но это были эпизодические наблюдения, и им не придали большого значения.

Точных знаний о распределении сильных потоков в верхних слоях тропосферы не было получено до 1933 года, когда Бьеркнес построил меридиональные разрезы, используя температурное зондирование нескольких станций, отдаленных одна от одной. Бьеркнес рассчитал по градиенту изогипсы геострофический ветер и подтвердил ранние качественные и эпизодичные количественные наблюдения. Но открытиям Бьеркнеса не было уделено надлежащего внимания до 1940 года, когда уже появилась довольно густая и ограниченная сеть зондирующих станций. Полученные наблюдения подтвердили, что в верхней тропосфере почти всегда существуют сильные узкие потоки больших скоростей ветра. В 1945 году американские пилоты над Японией встретили очень сильное течение, скорость в котором была более 250 миль/ч (~140 км/ч). Тяжелые американские бомбардировщики, которые летали со скоростями 350-400 км/ч на высоте около 8 км, часто отклонялись от взятого курса или теряли скорость, иногда попадая в зону встречных ветров такой силы, что оставались в воздухе почти в недвижимом состоянии. Эти встречи вызвали интерес к струйным течениям и привели к многочисленным синоптическим исследованиям верхних ветров.

По определению Международной Метеорологической Организации: «Струйное течение – это сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или нижней стратосфере, который характеризуется большими вертикальными и горизонтальными сдвигами и одним или несколькими максимумами скорости». Длина струйного течения почти тысячи километров, ширина – сотни километров, вертикальная мощность – несколько километров.

Условно за нижнюю границу струйного течения принимается скорость 30 м/с. Указанная граница скорости выбрана с учетом того, что ветер, который превышает 100 км/ч, оказывает заметное влияние на путевую скорость самолетов, которые находятся в зоне струйных течений.

Центральную часть струйного течения, в котором скорости ветра наибольшие, называют сердцевинной. Поперечный разрез сердцевины не превышает 50-100 км по горизонтали и 1-2 км по вертикали.

Линия максимального ветра внутри сердцевины называется осью струйного течения. Максимальные скорости на оси струйного течения могут достигать 50-100 м/с. Ось струйного течения не точно горизонтальная, поэтому не прослеживается на какой-либо изобарической поверхности.

Сдвиг ветра в области струйного течения около 5-10 м/с на 1 км по вертикали и 5-10 м/с и больше в горизонтальном направлении. Слева от оси, если смотреть по направлению потока, расположена циклоническая сторона струйного течения, справа – антициклоническая.

Поверхность, проходящая через точки с максимальной скоростью на вертикальных профилях ветра в разных частях струйного течения, называется поверхностью максимального ветра. Ось струйного течения лежит на этой же поверхности. Часто для представления струйных течений используют поверхность AT_{300} , которая расположена вблизи оси струйных течений умеренных широт. Наименьшие высоты поверхности максимального ветра чаще всего наблюдаются слева от оси струйного течения. Чем сильнее ветер на данном участке, тем ниже располагается уровень его максимальной скорости.

Наиболее низко ось струйного течения лежит в барических ложбинах, наиболее высоко – в барических гребнях.

В струйных течениях сконцентрирована максимальная кинетическая энергия атмосферы. Положение струйных течений совпадает с положением области наибольших меридиональных градиентов температуры и давления в тропосфере, т.е. с положением высотной фронтальной зоны.

Какое-либо струйное течение является составной частью планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ), которая состоит из нескольких (чаще всего, из 3-5) высотных фронтальных зон (ВФЗ). Длина ВФЗ может достигать 5 000-12 000 км.

Над обоими полушариями всегда можно найти несколько тропосферных струйных течений в общем направлении с запада на восток. Однако, расположение их может изменяться и отличаться от зонального, они могут существенно перемещаться по широте. Подобно слиянию и раздвоению ВФЗ, возможно и слияние, и раздвоение струйных течений. Каждому типу ПВФЗ отвечает характерный диапазон высот струйного течения и ряд других характеристик.

Струйные течения и ПВФЗ с их большими скоростями и сдвигами ветра, со значительными отклонениями ветра от геострофического, являются зонами с хорошо развитой дивергенцией и конвергенцией скорости в верхней тропосфере. Эти зоны вызывают соответствующие изменения давления у поверхности земли. Поэтому структура полей ветра в струйном течении и ПВФЗ играют важную роль в возникновении и развитии циклонов и антициклонов умеренных широт. Наиболее благоприятные условия для развития циклонических вихрей возникают в передний (правой) части макромасштабной высотной ложбины ПВФЗ – там, где уменьшается циклоническая кривизна изогипсы по потоку.

Развивающийся циклон чаще всего находится впереди и справа от замкнутой области максимальных ветров в струйном течении и передвигается вместе с ней. Развивающийся антициклон, как правило, находится позади и левее замкнутой области максимальных скоростей ветра в струйном течении и также перемещается с этой областью.

Скорость ветра на оси струйного течения над холодным фронтом чаще всего больше, чем над теплым фронтом. Ось струйного течения находится непосредственно за холодным и перед теплым участками

атмосферных фронтов. С развитием (углублением циклона) ось струйного течения постепенно отходит на теплую периферию циклона и теряет с ним связь. В системе антициклона наблюдаются аналогичные процессы, с той лишь разницей, что с усилением антициклона струя перемещается в сторону его холодной части. В обоих случаях одновременно с развитием барических образований скорости воздушных течений над ними в верхней тропосфере ослабевают.

В нижней тропосфере в пределах пограничного слоя также наблюдаются зоны сильных ветров (мезоструйные течения). Их длина в направлении по потоку чаще всего составляет несколько сотен километров. Скорости ветра на оси струйных течений нижней тропосферы достигают 60-70 м/с и превышают в 1-1,5 раза скорость геострофического ветра. В качестве критерия для определения струйных течений нижней тропосферы чаще всего используют нижнюю границу скорости 15 м/с. Нефронтальные струйные течения нижней тропосферы наблюдаются чаще всего в задерживающих слоях атмосферы, преимущественно в слоях инверсий, в их нижних частях. Фронтальные струйные течения нижней тропосферы располагаются перед теплыми и холодными фронтами параллельно им. Струйные течения нижней тропосферы приводят к возникновению и усилению опасных явлений погоды: сильных ветров и интенсивной конвекции. За счет больших сдвигов ветра в нижней части они представляют опасность для авиации.

Высотные струйные течения являются характерной чертой структуры атмосферы и поля воздушных течений, т.е. являются звеньями общей циркуляции атмосферы. За географической локализацией различают следующие высотные струйные течения.

Струйные течения арктического фронта, которые располагаются на высотах 6-8 км с максимальными скоростями 60-100 м/с и более.

Струйные течения полярного фронта, которые наблюдаются в зоне 65-45° с.ш. Уровень максимального ветра в них располагается на высоте 8-10 км зимой и 9-12 км летом. Максимальные скорости западного ветра на оси струйного течения могут достигать 180-220 км/ч и более и чаще всего наблюдаются над восточным побережьем Северной Америки и особенно Азии.

Субтропические струйные течения имеют ось на высоте 11-13 км. Зимой ось этого течения располагается в широтной зоне 25-35° с.ш., а летом – в зоне 35-45° с.ш. Средние скорости западного ветра на оси субтропического струйного течения составляют в среднем 150-200 км/ч, но иногда могут превышать 300-400 км/ч. Наибольшую интенсивность эти струйные течения, как и в умеренных широтах, имеют зимой, когда в зоне высотных фронтальных зон образуются максимальные контрасты температур. Субтропическое струйное течение относится к наиболее устойчивым и прослеживается в виде почти непрерывного пояса сильных западных ветров на северной периферии субтропических областей высокого давления. Положение оси этого течения испытывает значительные сезонные изменения.

Оси арктического, полярного и субтропического струйных течений практически всегда находятся в верхней тропосфере, хотя сами они могут занимать как верхнюю тропосферу, так и нижнюю стратосферу. Эти струйные течения называют тропосферными струйными течениями.

Экваториальные струйные течения с максимальной скоростью 40-50 м/с формируются на высотах 15-20 км, между 5° с.ш. и 5° ю.ш., как правило, в восточном потоке. Экваториальные струйные течения наблюдаются над Африкой, Юго-Восточной Азией, Австралией, Атлантическим и Тихим океанами. В северном полушарии экваториальные струйные течения дальше всего от экватора наблюдаются в июле, ближе к экватору – в январе. Они являются стратосферными струйными течениями.

Но в стратосфере струйные течения могут развиваться и в субтропических, и в умеренных зонах. Зимой их ось располагается на высотах 25-30 км, ветер на оси течения имеет западно-восточное направление и скорость больше 200 км/ч. На этих же высотах струйное течение может формироваться и летом, но направление переноса воздуха изменяется на противоположное в связи с образованием в стратосфере антициклонического циркумполярного вихря.

Таким образом, в северном и южном полушариях выделяют две главные системы струйных течений, которые имеют общие черты, но отличаются по их связям с общей циркуляцией атмосферы. Одна из этих систем – это субтропическое струйное течение, связанное с полярной границей циркуляции Хэдли, в которой приземные фронты замаскированы или вообще отсутствуют. Вторая система – это полярнофронтальное струйное течение (или полярное струйное течение), связанное с фронтальными зонами внетропических широт.

Струйные течения нельзя рассматривать как однородные течения вокруг всего Земного шара; для них скорее типичным является сосредоточение сильных ветров в струйных полосах, которые чередуются с участками более слабых ветров. Длина струйной полосы на данной широте пропорциональна скорости ветра, а при заданной скорости ветра она бóльшая в низких широтах и меньшая – в высоких.

В среднем скорость ветра выше и ниже уровня максимальной скорости уменьшается почти линейно, причем процентное изменение с высотой является независимым от максимальной скорости ветра. Уменьшение скорости вдвое по сравнению со скоростью на уровне струйного течения наблюдается в среднем на расстоянии 5 км от этого уровня, причем это уменьшение над уровнем максимального ветра происходит немного быстрее, чем под ним.

Субтропическое струйное течение является очень мощной системой ветров на Земном шаре, в котором, например, над южной Японией наблюдались скорости до 130 м/с. Также оно характеризуется большой устойчивостью как по отношению к направлению ветра, так и по географическому положению. Длина струйного течения приблизительно в 10 раз больше его ширины.

Рамидж (1952) связывает значительную стойкость положения субтропического струйного течения в районе 25-30° с.ш. с влиянием Тибетского плато, которое представляет собой область холода, причем холод этот объясняется, с одной стороны, механическим поднятием и адиабатическим охлаждением воздуха, который притекает с запада, а с другой – сильным радиационным охлаждением обширных поверхностей, покрытых снегом [61].

Используя динамическую модель, которая основана на анализе завихренности, Мори (1959) получил значительную степень точности в воспроизведении зимнего поля высотных течений над югом Восточной Азии. Он пришел к заключению, что система Гималаев и Тибета образует две ветви струйного течения (с северной и южной его сторон) и обуславливает формирование мощного струйного течения на подветренной стороне гор в результате слияния северной и южной ветвей. Воздушное течение старается избежать перетекания через плато, особенно в периоды изменения муссонных сезонов.

Субтропическое струйное течение является в основном системой трех квазиустойчивых волн. Кратковременные его смещения наблюдаются тогда, когда глубокие ложбины внетропических широт распространяются в субтропики, но при этом существует заметная тенденция к быстрому восстановлению субтропических особенностей, характерных для среднего положения субтропического струйного течения. Средняя ее широта – приблизительно 27,5° с.ш. [61].

Субтропическое струйное течение возникает в результате систематического переноса воздуха по направлению к полюсу в верхней ветви ячейки Хэдли общей циркуляции атмосферы при частичном сохранении абсолютного момента количества движения. В соответствии с этим субтропическое струйное течение расположено возле полярной границы этой ячейки циркуляции. Относительная неизменность широты струйного течения связана с тем, что ячейка Хэдли сама по себе (как механизм сохранения баланса энергии в широком поясе, в пределах которого приток или отток тепла на разных широтах остаются сравнительно неизменными на протяжении продолжительного времени) характеризуется относительной устойчивостью положения и интенсивности. Осредненная по всему полушарию ячейка Хэдли летом оказывается значительно слабее, чем зимой, особенно в северном полушарии, где пассатное течение над большими районами летом изменяет свое направление на противоположное.

В южном полушарии колебания интенсивности субтропического струйного течения слабее, чем в северном. Это, очевидно, связано с меньшими сезонными изменениями интенсивности циркуляции Хэдли в южном полушарии, главным образом через различия в континентальных влияниях.

Субтропическое струйное течение рассматривается как «разрыв» между тропопаузой умеренных широт (~250 гПа) и тропической тропопаузой (~100 гПа).

Немайес и Клапп (1949) связывают области с наибольшей скоростью ветра, которые проявляются на средних зимних картах, с процессами конвергенции. Эти процессы сближают теплые и холодные воздушные массы; в результате интенсификации соленоидального поля возникает прямая циркуляция поперек течения и скорость ветра в верхней тропосфере увеличивается. В областях дивергенции происходят

противоположные процессы. Наибольшие средние скорости ветра наблюдаются в довольно низких широтах; в то время как наибольшая бароклинность, в зоне полярного фронта, сосредоточена над значительной частью полушария в широтах, более высоких. Это несогласование исчезает, как замечает Пальмен (1954), если принять существование двух отдельных систем ветров устойчивого субтропического струйного течения и полярнофронтальной системы, которая изменяется с широтой и потому несущественно влияет на средний ветер над данным местом [61].

Сосьер (1958) определил соотношение между шириной течения и его толщиной и получил такой результат – оно больше для субтропического струйного течения, чем для полярного. Вертикальная мощность субтропического струйного течения относительно небольшая, причем большая часть тропосферного сдвига концентрируется в слое под струйным течением мощностью меньше 100 гПа. Эта концентрация является результатом соединения двух влияний. В первую очередь бароклинность вблизи субтропического струйного течения обычно наибольшая в верхней тропосфере в противоположность области полярного фронта, где наибольшая бароклинность наблюдается в средней и нижней тропосфере.

Мори (1953) указывал на то, что достаточно стойкий слой (мощностью до 6 км) возникает тогда, когда полярный фронт смещается далеко на юг и объединяется с субтропическим фронтом. Уровень обращения бароклинности на южной стороне струйного течения лежит довольно низко. Средняя высота субтропического струйного течения расположена возле 200 гПа, но в тех случаях, когда субтропический фронт резкий, уровень максимального ветра на южной стороне струйного течения иногда опускается даже до 400 гПа.

Одна из точек зрения на распределение свойств атмосферы в масштабе полушария была высказана Россби (1949): «Боковое

перемешивание внутри полярной шапки севернее максимальных ветров (струйного течения) должно не только выравнивать завихренность, но и стремиться к ликвидации горизонтальных градиентов температуры в зоне смешивания и к концентрации температурных контрастов между высокими и низкими широтами на южной границе зоны перемешивания, т.е. под струйным течением. Эта зона повышенных контрастов температуры должна приобрести характер фронтальной зоны. Таким образом, фронты в свободной атмосфере и струйные течения представляют собой лишь разные проявления одного и того же процесса» [61].

Как правило, существует два главных фронта со струйными течениями, которые их сопровождают. Хотя интенсивность полярного фронта изменяется в пространстве и во времени, между 700 и 400 гПа существует относительно непрерывная зона концентрированной бароклинности вокруг полушария, которая связана с высотным струйным течением сменной интенсивности. Аналогичным образом, особенно в северном полушарии зимой, существует зона относительно сильной бароклинности в верхней тропосфере (в некоторых местах с четко выраженным фронтом), которая связана с субтропическим струйным течением.

Большая устойчивость субтропического струйного течения свидетельствует о том, что сохранение ее соленоидального поля может рассматриваться как эффект стойкости средней меридиональной циркуляции, в частности его довольно устойчивой тропической ячейки Хэдли.

Летом в северном полушарии происходит смещение поясов западного переноса на север; в этом же направлении перемещается и пояс восточных экваториальных ветров.

Восточное струйное течение с максимальными скоростями ветра в слое от 150 до 100 гПа хорошо развито, особенно над югом Азии.

Середина лета характеризуется максимальной скоростью восточного переноса около 35 м/с и наблюдается в зоне 10-15° с.ш. над Аравийским морем, где устойчивость этого переноса составляет от 96 до 100%. В то время как устойчивость направления большая, скорости ветра больше 50 м/с наблюдаются не всегда, а разделяются периодами слабых ветров.

Как устойчивое явление тропическое струйное течение (в северном полушарии) резко проявляется только южнее Азии. Восточнее Азии и к западу от Африки восточное струйное течение значительно слабее. Колебание интенсивности этого течения в зависимости от долготы и его отсутствие над Атлантическим и Тихим океанами обусловлены влиянием материков и океанов на тепловой баланс субтропических областей. Над материками нагревание земной поверхности немедленно передается в атмосферу главным образом в виде явного тепла. Над океанами же значительная часть энергии тратится на нагревание поверхностных слоев воды и на испарение, причем иногда часть скрытого тепла освобождается уже над материками. Поэтому субтропические районы представляют собой летом мощные локальные источники тепла, а это снижает колебания температуры над океанами.

4.3 Основные черты меридиональной циркуляции в тропосфере

Наиболее сложной в связи с малой изученностью оказывается интерпретация меридиональной циркуляции.

Меридиональные движения в атмосфере, наблюдаемые в системе ложбин и гребней, отражают пульсационные возмущения зональной циркуляции. Существование кратковременных ложбин и гребней подтверждается ежедневной синоптической практикой. Осреднение их по времени позволяет обнаружить локализацию узлов и пучностей на

определенных долготах вдоль круга широты. Особенно это заметно в умеренных и высоких широтах, где пульсационные меридиональные движения должны играть существенную роль при обмене теплом, массой, водяным паром и др. субстанциями.

Помимо меридиональных движений пульсационного характера в системе атмосферных вихрей большого масштаба (ложбин и гребней) существует среднее меридиональное движение, представляющее собой важную форму общей циркуляции атмосферы.

Средняя меридиональная циркуляция в отличие от меридиональных движений системы атмосферных вихрей имеет наибольшее значение при обмене теплом, массой, влагой и др. в экваториальных и тропических широтах, где пульсационные меридиональные движения выражены слабо.

Раньше получение правильной схемы средней меридиональной циркуляции было сопряжено с рядом трудностей. Меридиональная составляющая мала по сравнению с зональной и поэтому относительная точность ее определения была невелика. Кроме того, чередование знаков меридиональной составляющей вдоль одной широты обуславливает небольшую и поэтому недостоверную величину результирующей по всему кругу широты.

Более достоверными для изучения схем средней меридиональной циркуляции явились данные реанализа 18-уровневой модели GEOS-1, включающей 6480 узлов регулярной сетки точек северного полушария и 6480 узлов регулярной сетки точек южного полушария на каждой из стандартных изобарических поверхностей. Использование этих данных дало возможность получить новые схемы средней меридиональной циркуляции над северным и южным полушариями для января, апреля, июля и октября.

В качестве примера на рис. 4.13-4.24 представлено распределение средней меридиональной составляющей скорости ветра для января

(рис. 4.13-4.18) и июля (рис. 4.19-4.24) на основных изобарических поверхностях тропосферы (700, 300 и 200 гПа) и стратосферы (100, 50 и 20 гПа).

Анализ полученных карт дает основание сделать вывод о наличии существенной средней меридиональной циркуляции над полушариями, которую в общем можно описать системой трех замкнутых ячеек циркуляции, различных по интенсивности, вертикальной протяженности и широтному распространению.

Самая устойчивая ячейка, имеющая наибольшее развитие по вертикали известна как ячейка циркуляции Хедли. Эта ячейка циркуляции, как и средняя меридиональная циркуляция на других широтах лучше всего выражена зимой.

Установлено, что северные пассатные ветры ячейки прямой циркуляции тропических широт северного полушария и экваториальных широт южного (30° с.ш. - 5° ю.ш.) преобладают в вертикальном слое до 500 гПа. Максимум скорости в 2,0-2,5 м/с достигается на 1-1,5 км вблизи 15° с.ш., где наблюдаются и наибольшие скорости восточных составляющих северо-восточных пассатов. Выше уровня максимума, значение северных составляющих резко убывают и в слое 5-6 км происходит обращение средних меридиональных составляющих. В верхней тропосфере и нижней стратосфере обоих полушарий наблюдаются южные составляющие вектора ветра. Интенсивность сильного южного противотечения возрастает до поверхности 200 гПа. Южные потоки в верхней тропосфере тропических широт северного полушария характеризуют антипассат южного полушария, который прослеживается только на средних многолетних картах. На 200 гПа скорость достигает максимума в 2 м/с.

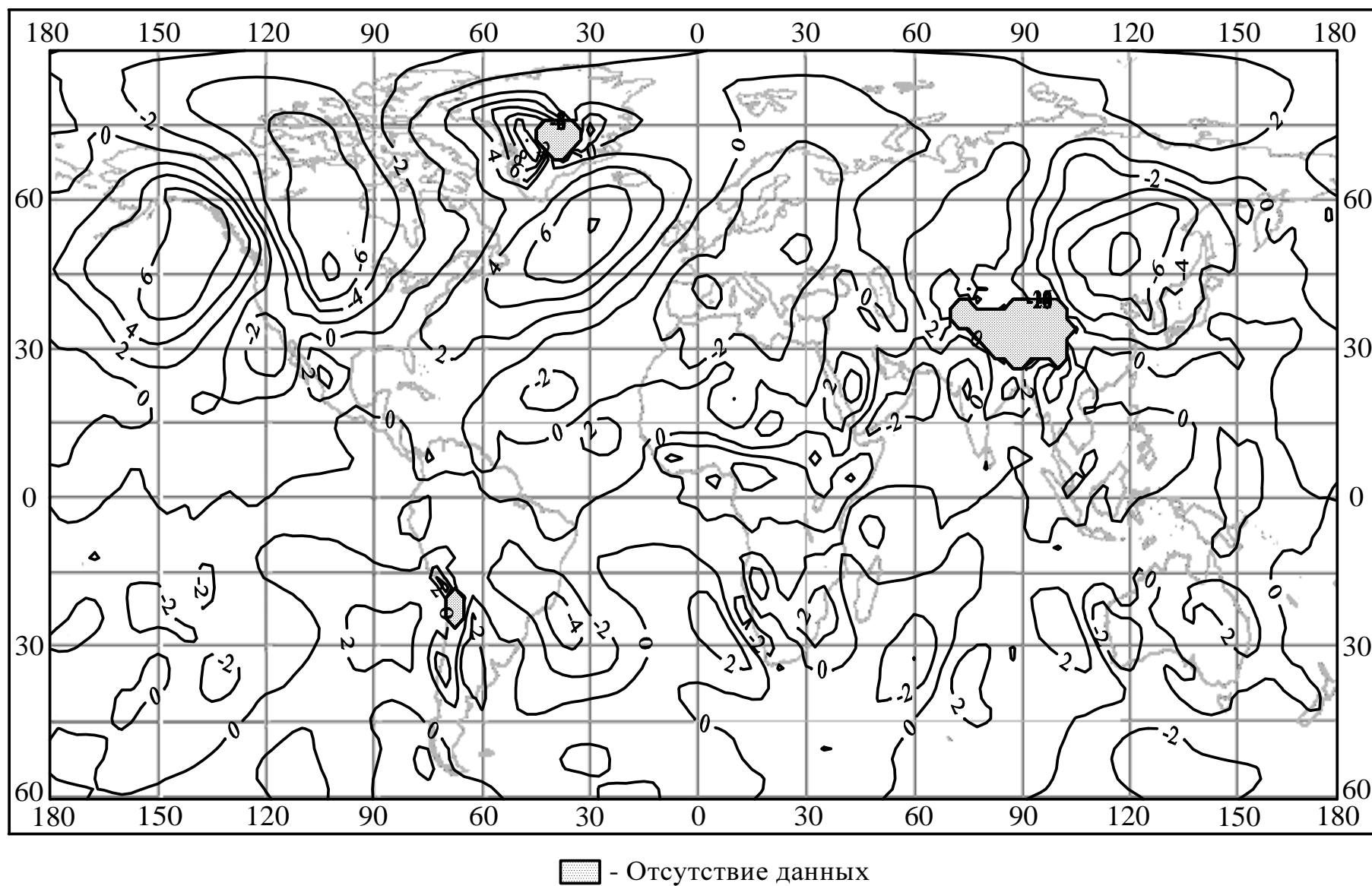


Рис. 4.13 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 700 гПа (м/с). Январь

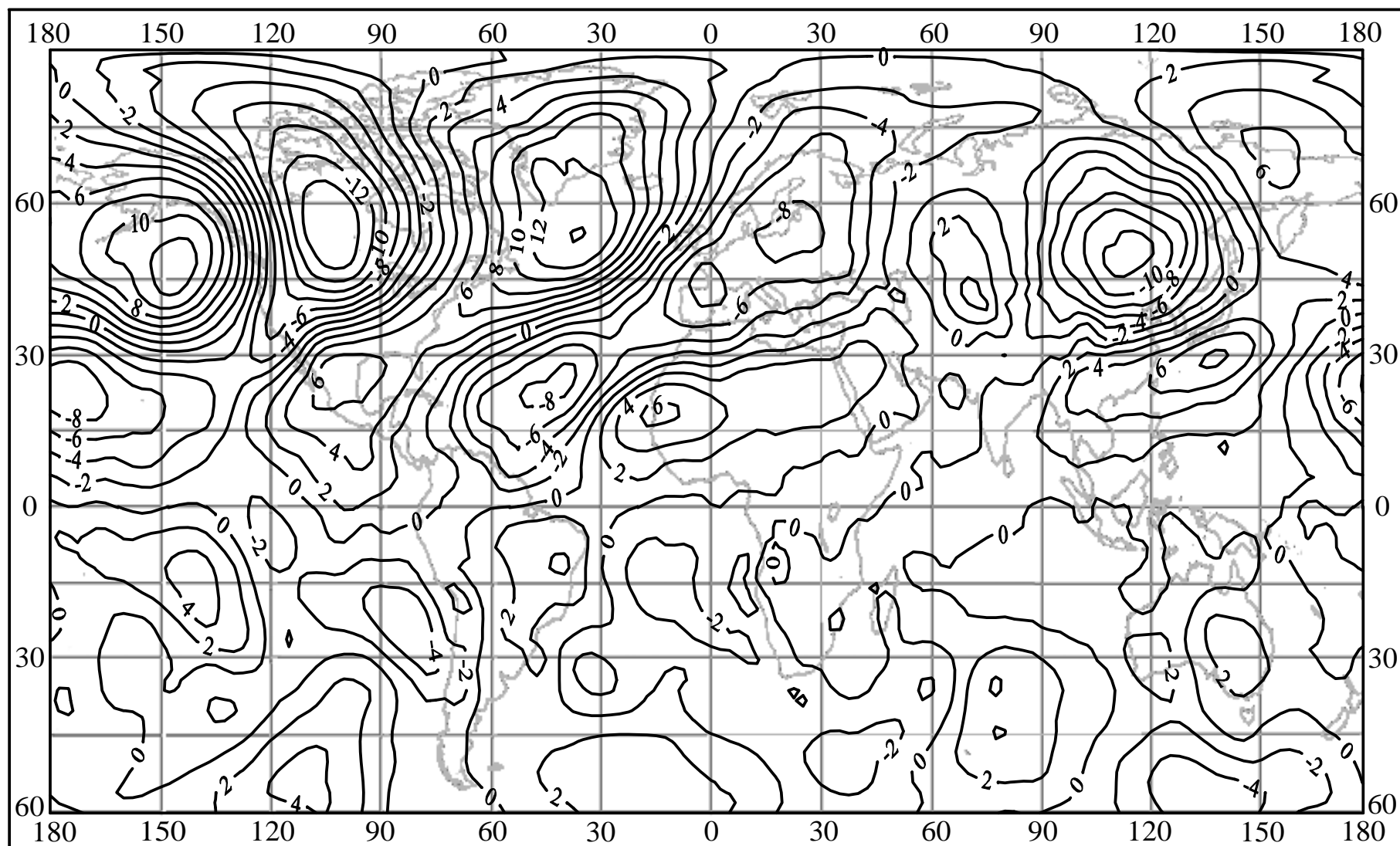


Рис. 4.14 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 300 гПа (м/с). Январь

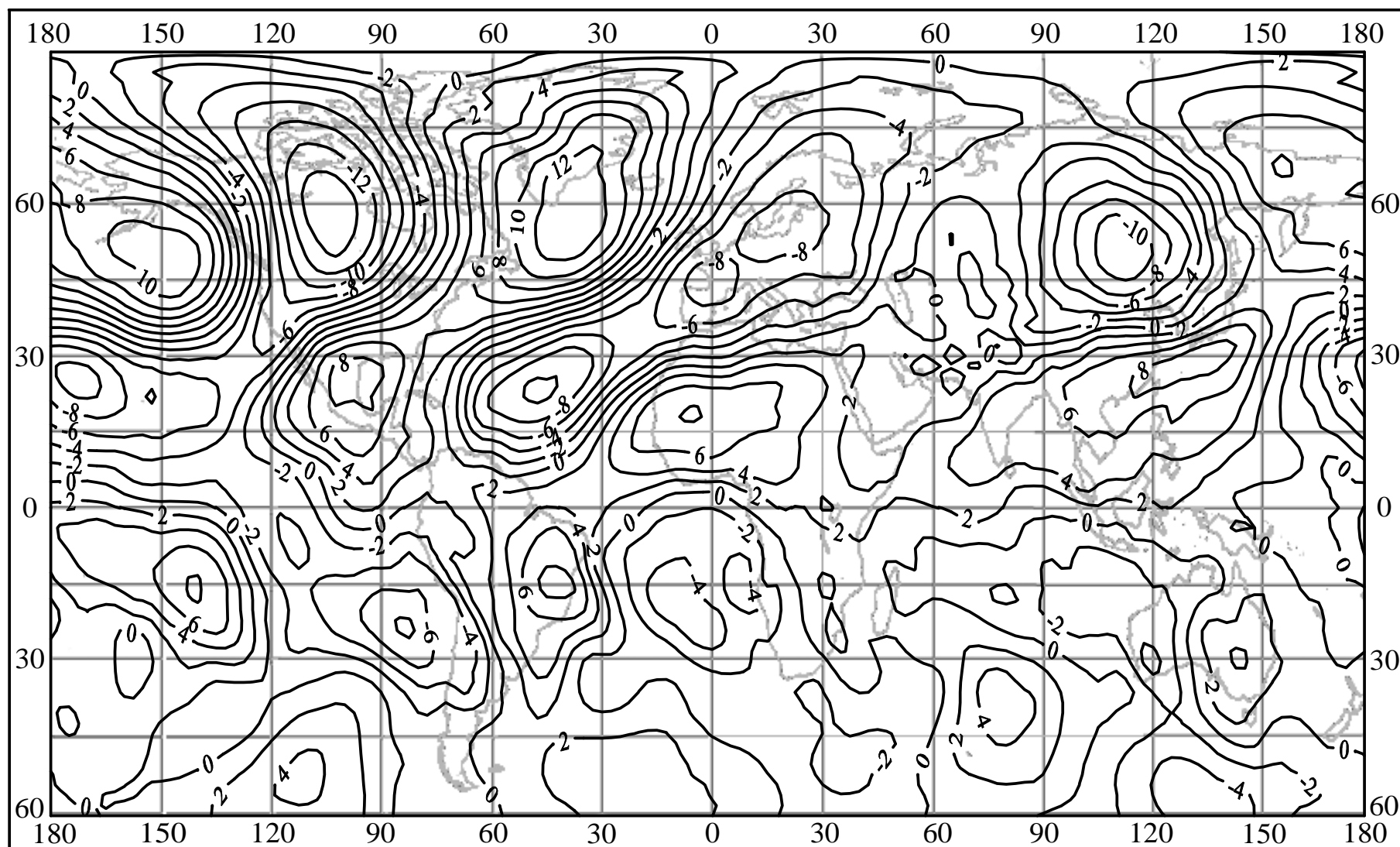


Рис. 4.15 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 200 гПа (м/с). Январь

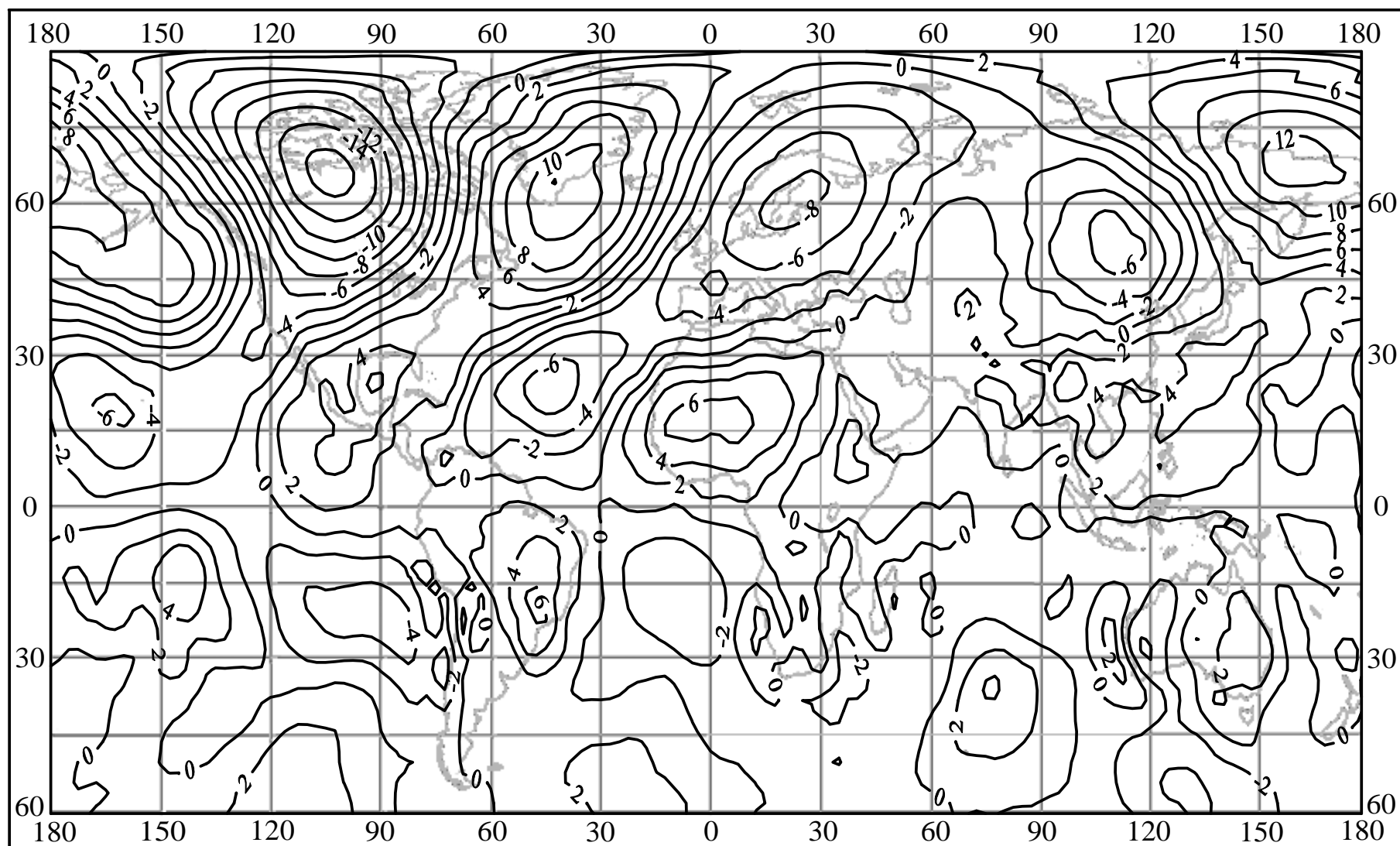


Рис. 4.16 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 100 гПа (м/с). Январь

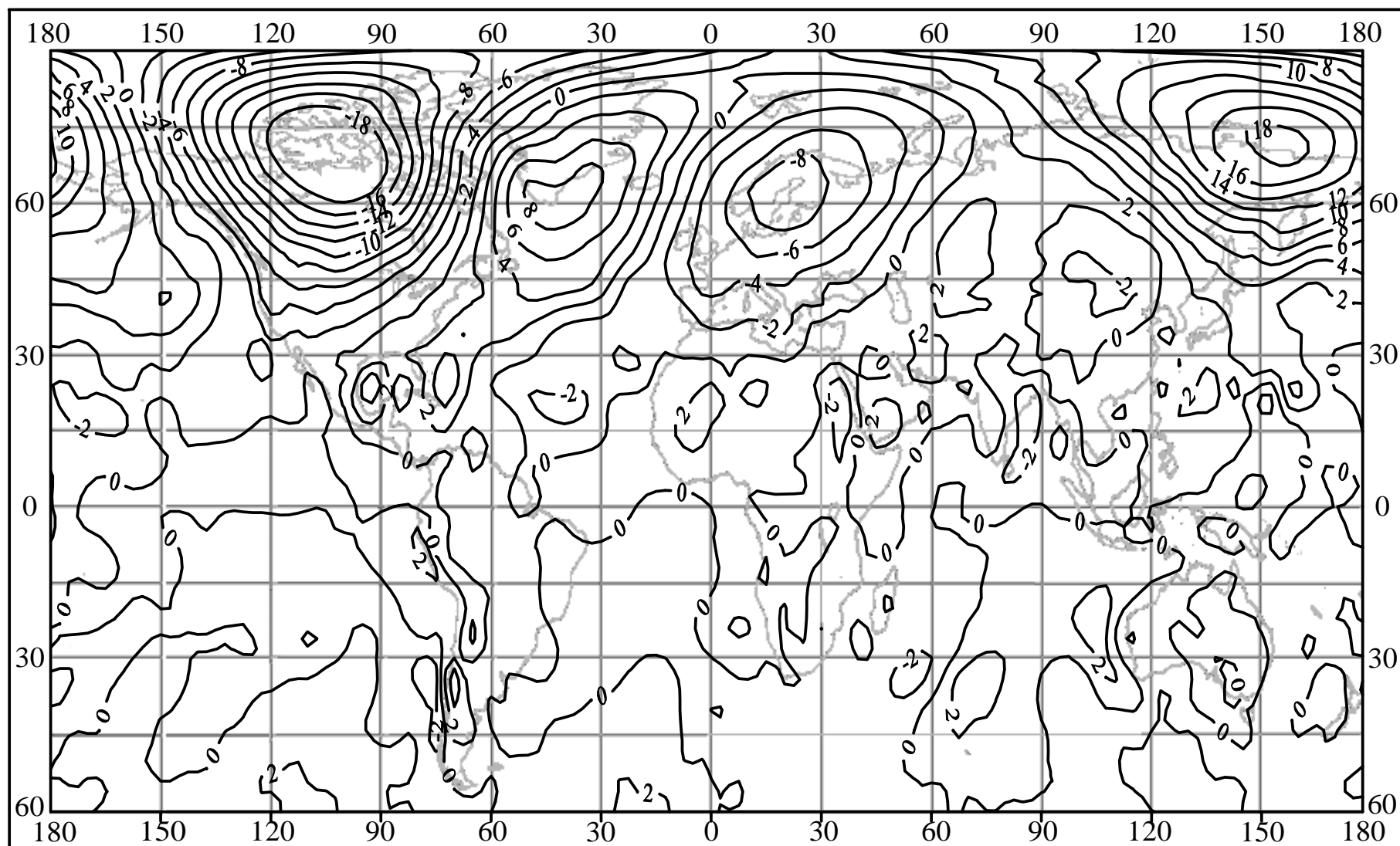


Рис. 4.17 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 50 гПа (м/с). Январь

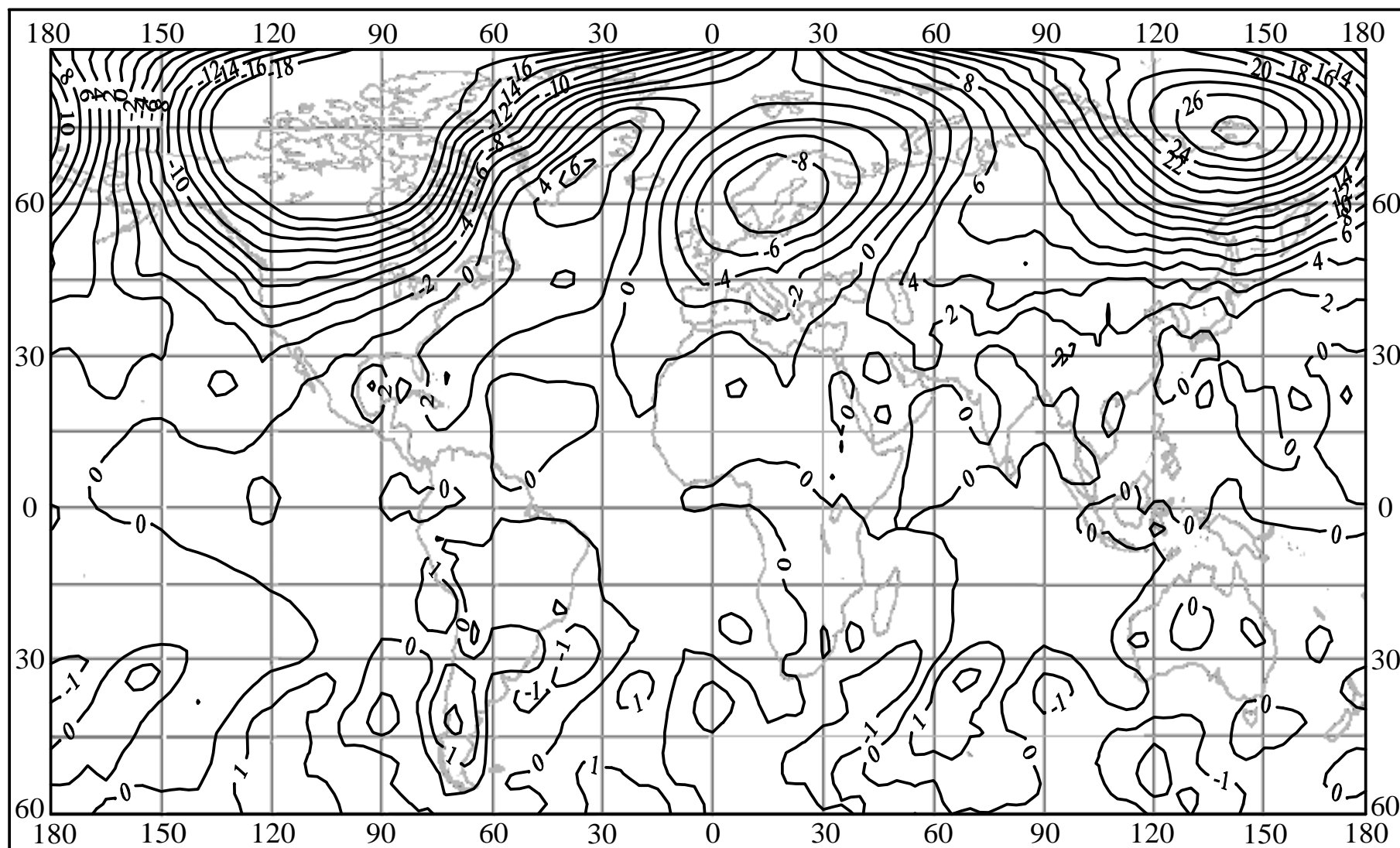


Рис. 4.18 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 20 гПа (м/с). Январь

Скорость верхнего антипассатного течения в направлении от экватора к полюсу резко ослабевает и на широте 30° с.ш. составляет около 1,0 м/с, а вдоль $30-35^{\circ}$ с.ш. в вертикальном слое до 6-7 км средние меридиональные скорости убывают до нуля. Здесь достигается максимум нисходящих вертикальных движений.

Таким образом, в тропосфере тропических широт формируется замкнутая циркуляционная ячейка Хэдли. В системе ее осуществляется упорядоченный обмен воздушных масс между полушариями.

Из анализа схем также следует, что средняя меридиональная циркуляция расслаивается по вертикали. Это явление наиболее отчетливо проявляется в умеренных широтах северного и южного полушарий. Здесь в тропосфере существует обратная ячейка циркуляции: до 2 км преобладает южная составляющая, а в слоях 3-6 км – северная. Аналогично под осью струйного течения преобладают южные потоки, а над ней в стратосфере – северные. Такой характер меридиональной циркуляции обуславливает конвергенцию изотерм в области планетарной фронтальной зоны, что поддерживает струйные течения.

В нижней тропосфере высоких широт (к северу от 60°) наблюдаются слабые северные составляющие вектора ветра (1,0-1,5 м/с), над ними в верхней тропосфере и нижней стратосфере – слабые южные. Однако, как и в тропосфере умеренных широт, значения осредненных меридиональных составляющих плохо отражают локальную циркуляцию. Известно, что в арктической тропосфере зимой наблюдается интенсивная циклоническая деятельность, обусловленная выходом высоких окклюдированных циклонов с Северной Атлантики. Антициклоны наблюдаются преимущественно восточнее меридиана, проходящего через м. Челюскин. В итоге средняя меридиональная составляющая, являющаяся результирующей вдоль широтных кругов, близка к нулю [59].

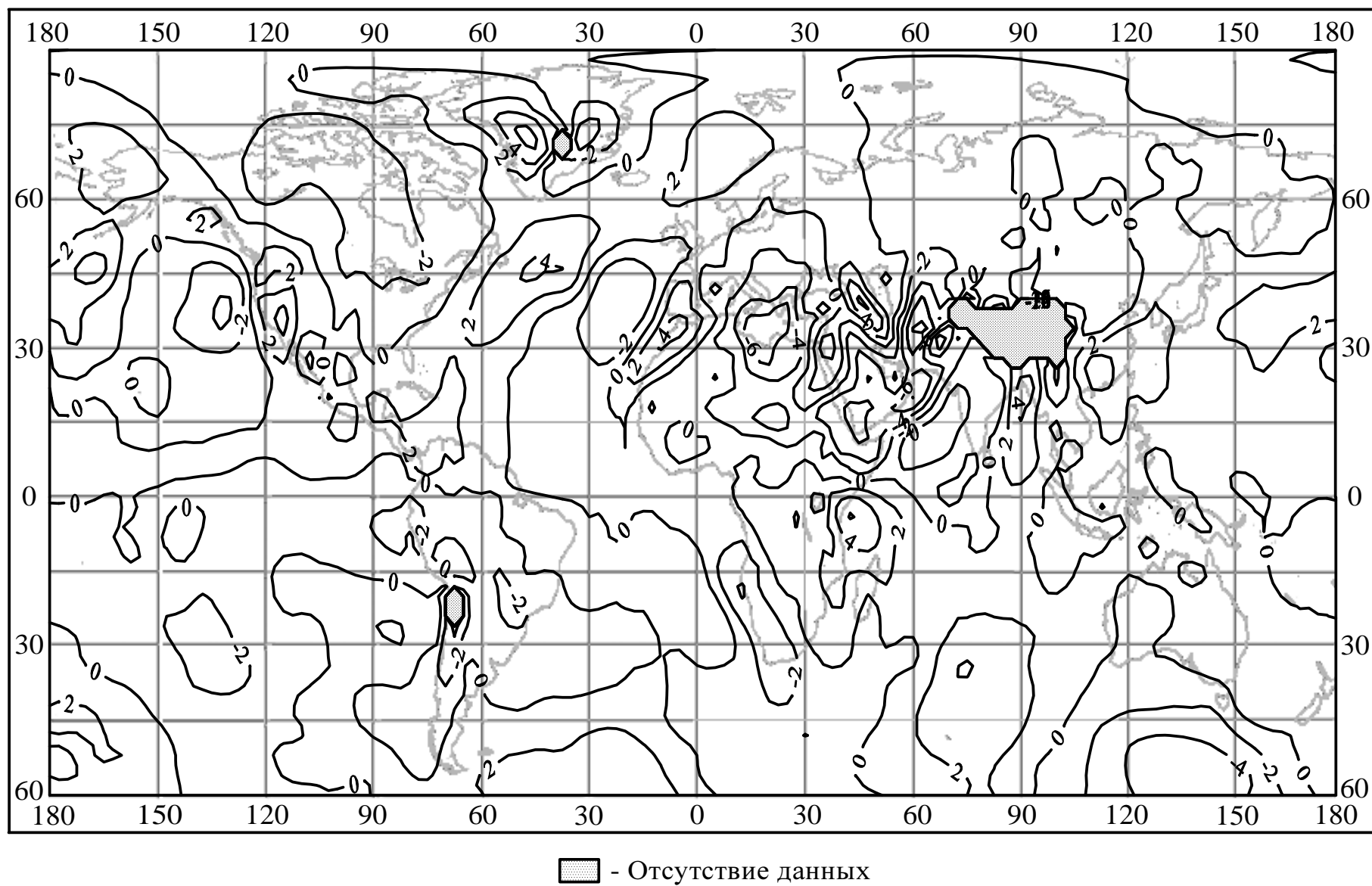


Рис. 4.19 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 700 гПа (м/с). Июль

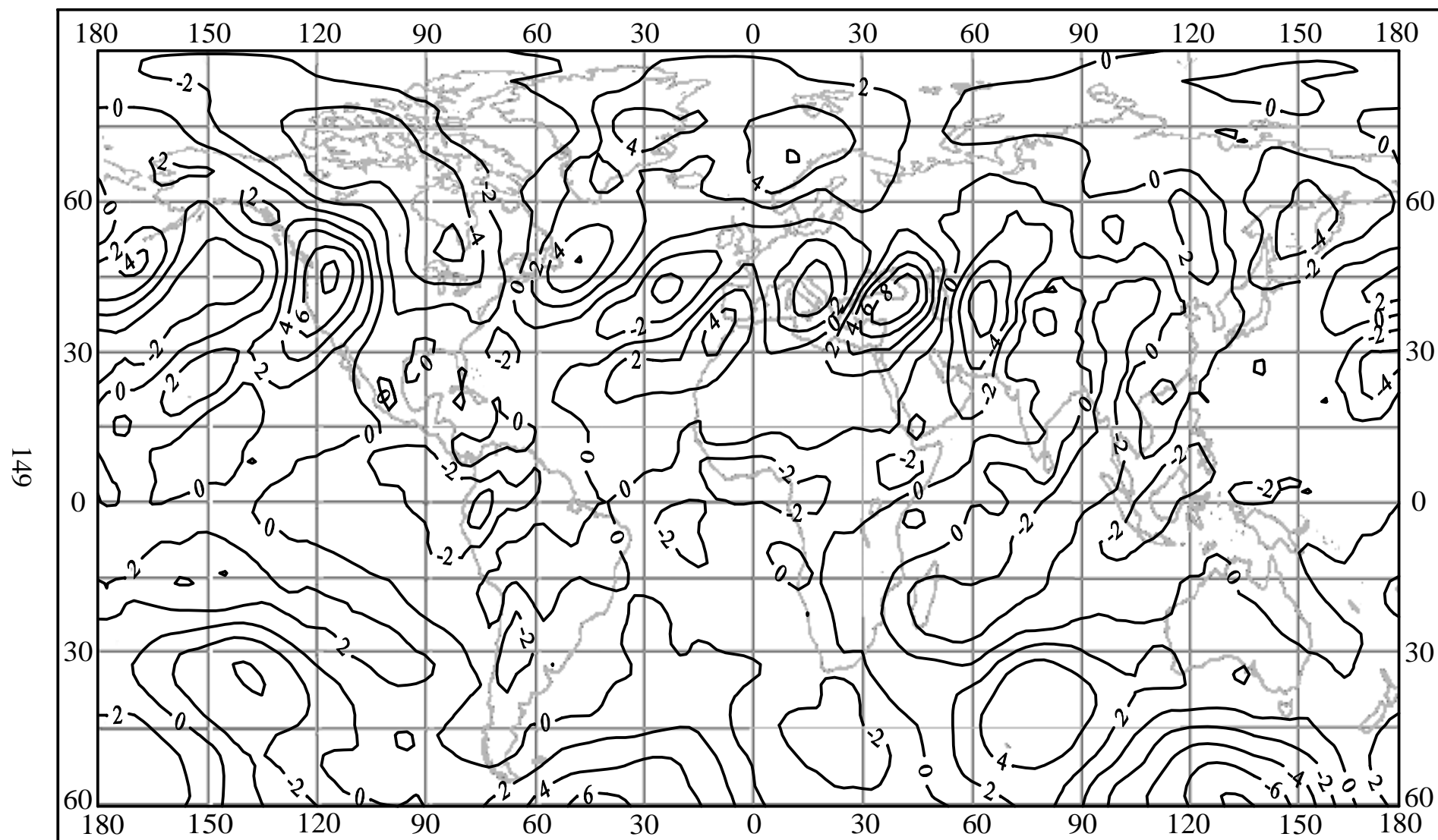


Рис. 4.20 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 300 гПа (м/с). Июль

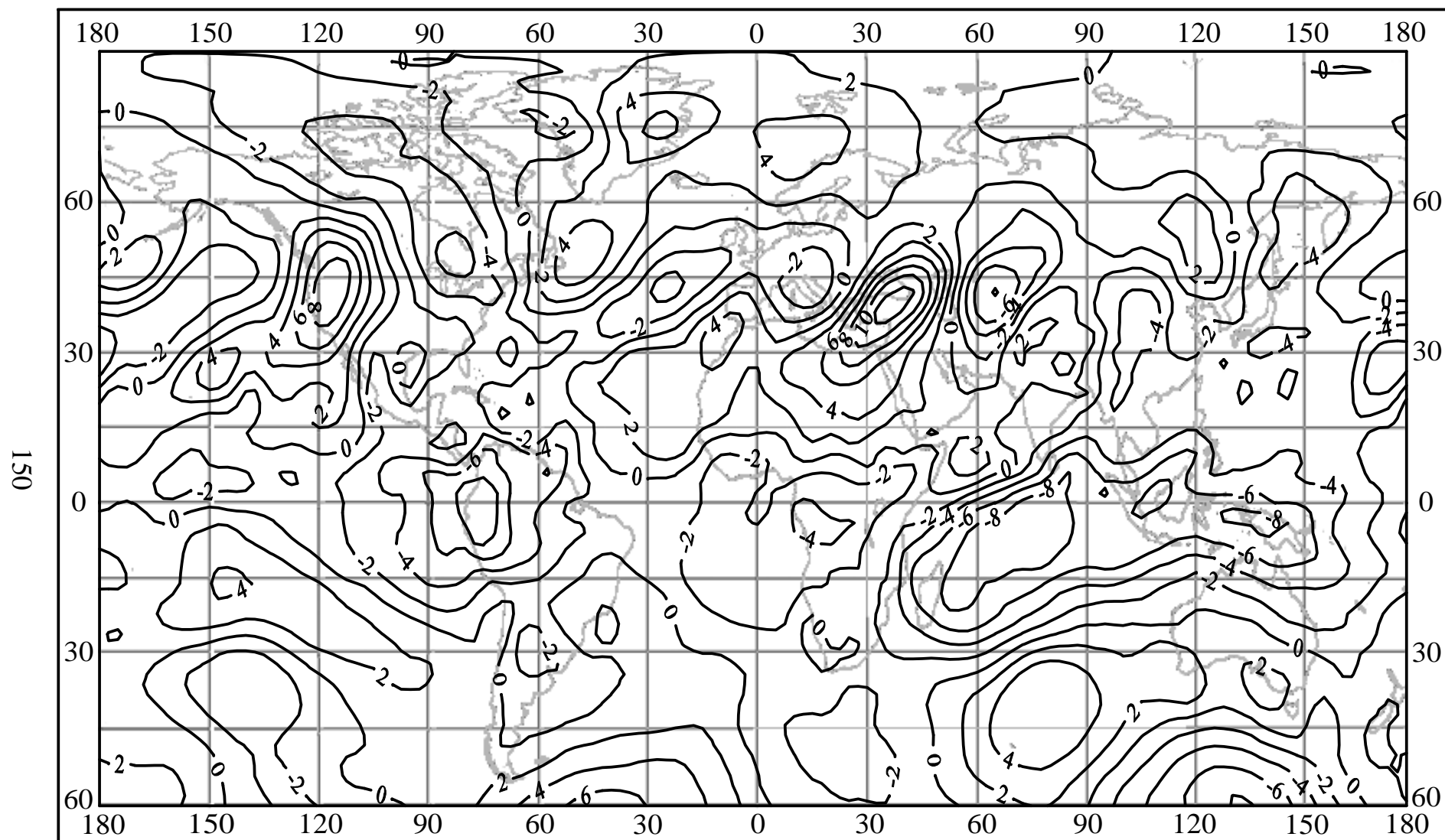


Рис. 4.21 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 200 гПа (м/с). Июль

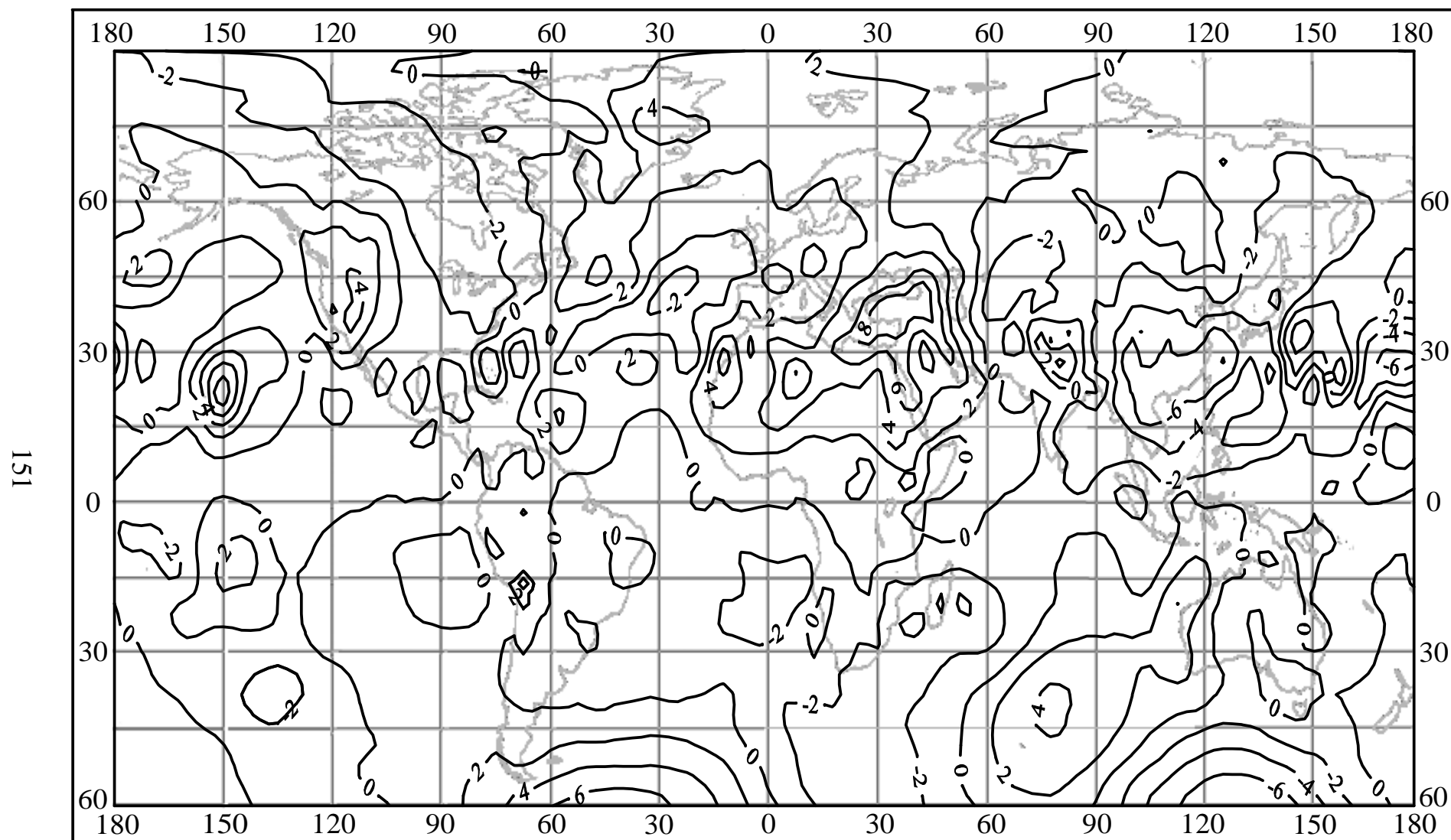


Рис. 4.22 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 100 гПа (м/с). Июль

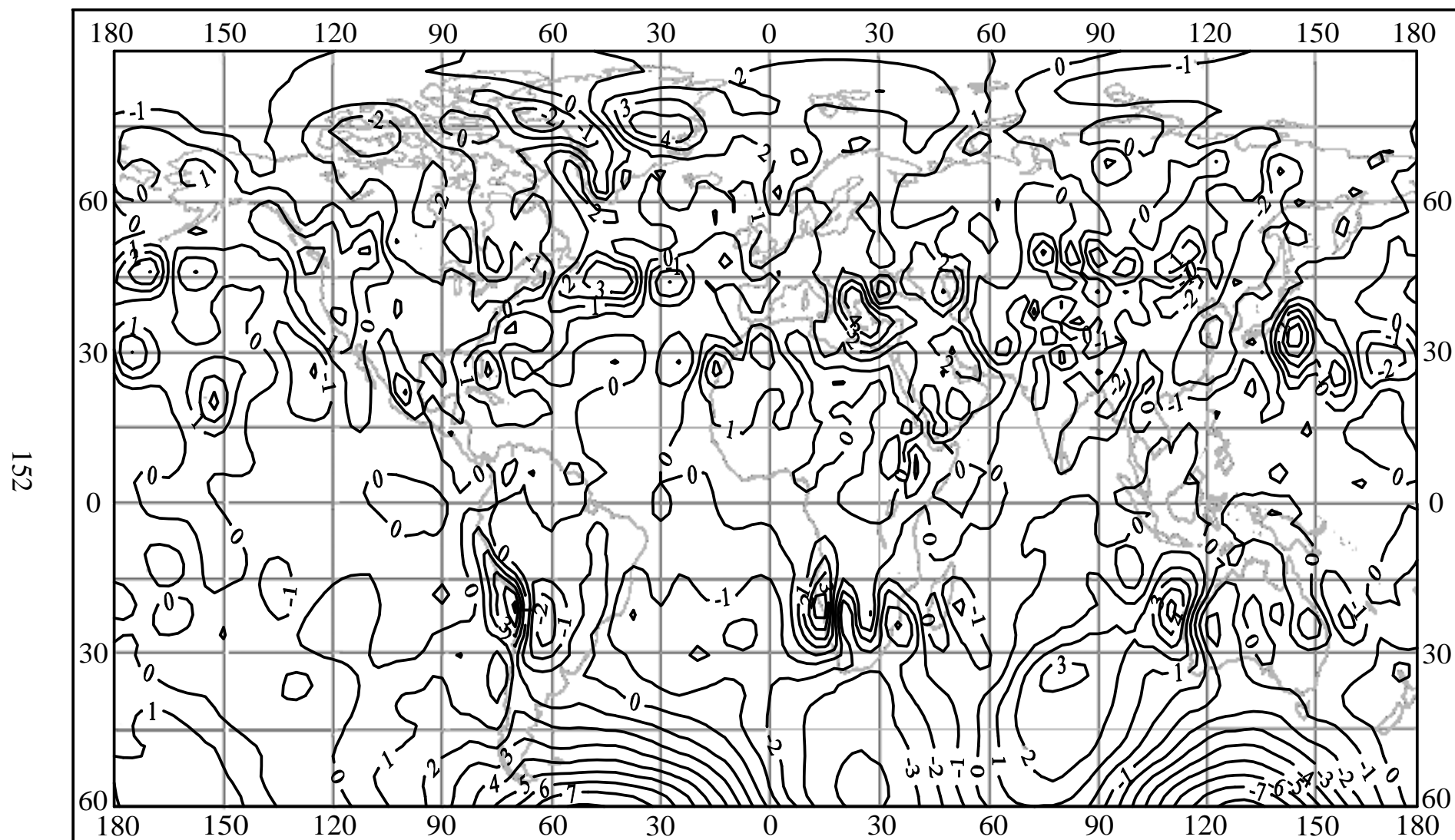


Рис. 4.23 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 50 гПа (м/с). Июль

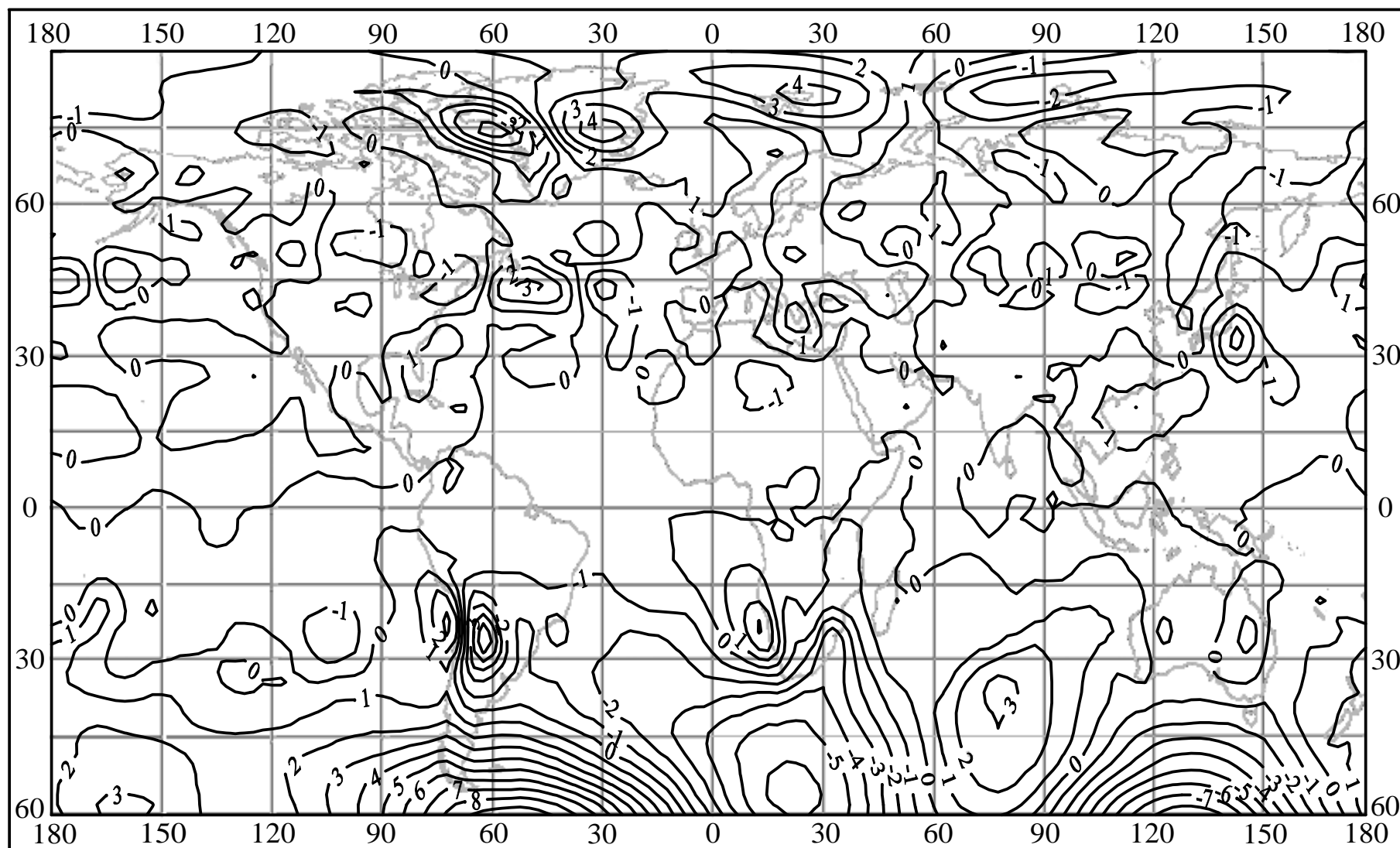


Рис. 4.24 - Меридиональная составляющая скорости ветра на поверхности 20 гПа (м/с). Июль

В июле в северном полушарии средняя меридиональная циркуляция почти в 2 раза слабее, чем в январе и ее звенья смещены к северу в среднем на $5-8^\circ$. Центр пассатной циркуляции расположен на $20-25^\circ$ с.ш., скорость северной составляющей в прямой ячейке достигает до 1 м/с. Начиная с уровня 700 гПа (рис. 4.19) видны южные антипассатные ветры, которые на 300 гПа (рис. 4.20) достигают максимума в 1,0 м/с. Таким образом, летняя меридиональная циркуляция слабо развита и по вертикали.

Над умеренными широтами в северном полушарии, как и в январе, характерна ячеистая структура меридиональных потоков по вертикали. Над кольцом непрямой циркуляции на широтах $35-55^\circ$ с.ш. в пределах верхней тропосферы и стратосферы преобладает северное течение со скоростью до 1,0 м/с. Этот поток достигает субтропических широт, а на уровнях 200-100 гПа даже переходит в зимнее южное полушарие, поддерживая этим обмен между полушариями. (Зимой наблюдается обратное течение – южное со стороны летнего южного полушария). Вместе с тем, в июле в связи со смещением экваториальной области низкого давления к северу в приземных слоях результирующий меридиональный поток оказывается южным. Такое течение, проникающее в летнее полушарие, можно считать пассатом южного полушария.

Третья ячейка прямой циркуляции полярных широт северного полушария выражена относительно слабее, чем две другие.

Заключение. На картах меридиональных составляющих скорости ветра в тропосфере вдоль изобарических поверхностей в январе отчетливо видны в северном полушарии три области, внутри которых преобладают в среднем за месяц северные потоки, чередующиеся соответственно с областями преобладания южных потоков. Наибольшие амплитуды волн в поле меридиональных течений наблюдаются в умеренных широтах. Здесь области чередующихся северных и южных потоков соответствуют трем барическим ложбинам и трем барическим гребням. В трех областях, а

именно над Монголией и Северным Китаем, Западной Европой и Средиземным морем и над США расположены центры преобладающих северных составляющих ветра. Центры преобладающих южных составляющих находятся над Тихим океаном, Средней Азией и над Атлантическим океаном. Порядок скоростей средних меридиональных составляющих в январе на 200 гПа – 8-10 м/с.

В стратосфере умеренных и полярных широт зимой наблюдаются сильные южные составляющие ветров над северной частью Тихого океана. По мнению И.Г. Гутермана здесь вероятна конвергенция потока момента количества движения, направленного к северу, которая в условиях имеющихся контрастов температуры способствует образованию полярных струйных течений в западном потоке. Аналогичные, хотя и значительно более слабые процессы, наблюдаются над северной частью Атлантического океана.

В июле меридиональные течения расслоены на четыре области. Скорости в их центрах слабее и на 200 гПа колеблются около 6-8 м/с. Летом южные потоки преобладают над континентами. В стратосфере умеренных и полярных широт меридиональные потоки усиливаются при одновременном смещении центров наибольших скоростей к северу.

4.4 Факторный анализ статистической структуры вертикальных профилей составляющих скорости ветра

При исследовании статистической структуры скорости ветра в верхней тропосфере и стратосфере в работах [62, 63] слой атмосферы 5-55 км был разделен на два подслоя с границей на высоте 25 км. Для этих подслоев по данным ракетного зондирования атмосферы была решена полная проблема собственных значений и проведено исследование статистической структуры временных рядов главных компонент. Однако

разделение тропо-стратосферы на указанные подслои было проведено из эвристических соображений. Предварительный анализ вертикальных профилей амплитуд длиннопериодных колебаний компонент скорости ветра, полученных в работе [62], показывает, что возникает необходимость тщательного исследования вертикальной статистической структуры скорости ветра, которое позволило бы на этой основе провести разделение тропо-стратосферы на слои, характеризующиеся некоторыми общими свойствами. Для решения этой задачи был выбран факторный анализ [56, 64].

Как известно, факторный анализ является ветвью многомерного статистического анализа, который дает возможность исследовать внутреннюю структуру матриц ковариаций. Его основные идеи изложены в работе [58] и во второй главе данной монографии.

Задача заключается в том, чтобы на основе матрицы ковариаций K_x получить матрицу весов и диагональную матрицу дисперсий остатков D , а также, при необходимости, значения обобщенных факторов.

Указанная методика была применена для исследования вертикальной статистической структуры компонент скорости ветра на основе матриц ковариаций вертикальных профилей зональной и меридиональной составляющих скорости ветра. Вертикальные профили определялись значениями компонент скорости ветра на каждом пятикилометровом уровне в слое атмосферы 5-55 км (см. главу 6). Использовались данные ракетного зондирования в следующих пунктах:

Ф.Шерман (9°20' с.ш. и 80°00' з.д), о.Антигуа (17°12' с.ш. и 61°48' з.д),
о.Вознесения (8°00' ю.ш. и 14°24' з.д), о-ва Воллоп (37°50' с.ш. и 75°29' з.д.),
Уайт Сэндз (32°23' с.ш. и 106°29' з.д.).

Вертикальные ковариационные матрицы 11-го порядка для составляющих скорости ветра рассчитывались по статистическим совокупностям вертикальных профилей с недельной дискретностью.

Общие их объемы составили: для пунктов Ф. Шерман, о. Антигуа и о. Вознесения - 384, о-ва Воллоп - 528, Уайт Сэндз - 480 значений.

Матрицы вертикальных ковариаций составляющих скорости ветра были подвергнуты факторному анализу, результаты которого содержатся в табл. 4.1 и 4.2.

Таблица 4.1 - Факторные веса зональной компоненты

z, км	Ф. Шерман			о. Антигуа			о. Вознесения		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
5	0,209	-0,815	-0,002	0,256	-0,780	0,136	-0,087	0,707	0,813
10	-0,060	-0,829	-0,074	0,596	-0,960	0,174	0,847	-0,177	0,881
15	-0,063	-0,752	-0,060	0,083	-0,907	0,202	0,003	0,322	0,882
20	0,239	-0,352	-0,749	0,227	-0,617	0,506	0,078	-0,714	0,865
25	0,103	0,675	-0,340	0,214	-0,211	0,859	0,165	-0,597	-0,058
30	-0,108	0,569	-0,600	0,228	-0,204	0,806	-0,259	-0,708	0,089
35	0,271	0,680	-0,328	0,439	-0,297	0,633	0,312	-0,768	0,056
40	0,749	-0,230	-0,158	0,800	-0,165	0,282	0,722	0,367	0,028
45	0,783	-0,090	0,249	0,851	-0,219	0,256	0,636	0,159	0,078
50	0,883	-0,035	-0,006	0,884	0,072	0,174	0,872	0,093	0,061
55	0,324	0,197	-0,091	0,775	-0,157	0,109	0,770	0,014	-0,060

Из табл. 4.1 следует, что во всех пунктах, относящихся к тропической зоне, в зональной компоненте (также как и в меридиональной) структуру матриц ковариаций объясняют три обобщенных фактора. Распределение факторных весов свидетельствует о том, что слой атмосферы 5-55 км по особенностям вертикальной статистической структуры следует разделить не на два, а на три подслоя.

Первый из них ограничивается высотами 5-20 км, т.е. охватывает верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу. Этот подслой в тропической зоне северного полушария (о. Антигуа, Ф. Шерман) выделяется по характеру весов второго, а в тропической зоне южного полушария (о. Вознесения) - третьего обобщенного фактора. Второй подслой имеет

толщину 20-35 км и выделяется однородным характером распределения весов в пункте Ф. Шерман - второго и третьего, в пункте о. Вознесения - второго обобщенного фактора. Наконец, последний подслоя 35-55 км имеет одинаковые по структуре веса первого обобщенного фактора (высокие положительные значения). В средних широтах (Уайт Сэндз и о-ва Воллоп) матрица ковариаций зональной компоненты объясняется только двумя обобщенными факторами (табл. 4.2). Анализ весов первого показывает, что они разбиваются на две группы: подслоя 5-20 км (высокие отрицательные веса второго обобщенного фактора); подслоя 20-55 км (высокие положительные веса первого обобщенного фактора).

Отсюда напрашивается вывод, что по особенностям вертикальной статистической структуры зонального ветра тропо-стратосферу средних широт следует разделить на два подслоя. Однако, если привлечь к рассмотрению меридиональную компоненту, то от этого вывода приходится отказаться. Как видно из табл. 4.2, для объяснения ковариационной матрицы меридиональной компоненты скорости ветра необходимо рассматривать не два, а три обобщенных фактора. Из табл. 4.2 следует, что по особенностям вертикальной статистической структуры этой компоненты тропо-стратосферу средних широт, как и в тропической атмосфере, следует разделить не на два, а на три подслоя: 5-20 км, 20-35 км и 35-55 км. Первый из них выделяется по однородной структуре весов первого обобщенного фактора в пункте Уайт Сэндз и второго - в пункте о-ва Воллоп. Подслоя 20-35 км характеризуется однородной структурой весов третьего фактора в обоих пунктах, а третий - однородной структурой весов второго обобщенного фактора в первом из рассматриваемых пунктов и первого обобщенного фактора во втором.

Таблица 4.2 - Факторные веса компонент скорости ветра

Высота, км	Уайт Сэндз					
	Компонента					
	зональная			меридиональная		
	1	2	3	1	2	3
5	0,214	-0,811	-	0,850	-0,116	0,016
10	0,260	-0,917	-	0,897	-0,198	0,105
15	0,393	-0,833	-	0,828	-0,328	-0,122
20	0,607	-0,531	-	0,649	-0,013	0,119
25	0,867	-0,279	-	-0,215	-0,421	-0,615
30	0,861	-0,212	-	-0,278	0,087	-0,617
35	0,910	-0,297	-	0,139	0,154	-0,828
40	0,919	-0,244	-	0,114	0,446	-0,765
45	0,898	-0,267	-	-0,209	0,636	-0,271
50	0,866	-0,316	-	0,187	0,731	-0,238
55	0,841	-0,358	-	0,182	0,781	0,092
Высота, км	о-ва Воллоп					
	зональная			меридиональная		
	1	2	3	1	2	3
5	0,250	-0,900	-	-0,159	-0,828	-0,260
10	0,196	-0,911	-	0,097	-0,955	-0,032
15	0,368	-0,852	-	0,147	-0,905	-0,065
20	0,615	-0,608	-	0,079	-0,459	-0,757
25	0,869	-0,308	-	0,413	-0,120	-0,578
30	0,819	-0,387	-	0,067	0,003	-0,904
35	0,877	-0,354	-	0,721	0,136	-0,364
40	0,917	-0,296	-	0,828	0,220	-0,228
45	0,934	-0,260	-	0,906	-0,088	0,125
50	0,925	-0,248	-	0,824	-0,262	0,024
55	0,877	-0,243	-	0,729	-0,130	-0,339

Таким образом, факторный анализ вертикальной статистической структуры компонент скорости ветра показал, что слой атмосферы 5-55 км характеризуется наличием трех подслоев, каждый из которых требует самостоятельного рассмотрения для объяснения физических особенностей развивающихся в них динамических процессов.

5 КЛАСТЕРЫ СОСТАВЛЯЮЩИХ СКОРОСТИ ВЕТРА

5.1 Статистическое районирование северного полушария для зональной составляющей скорости ветра

Известно, что в области предсказания погоды на долгий срок успех зависит от степени изученности условий формирования, развития и смены атмосферных макропроцессов, особенно в свободной атмосфере. Своеобразие атмосферных процессов, развивающихся над различными областями Земного шара, внедрение в оперативную практику региональных, полусферных и глобальных численных моделей обуславливают необходимость иметь детальные сведения о пространственной и временной структуре полей основных метеорологических величин.

Термический режим является одним из основных факторов, определяющих физическое состояние атмосферы, а неравномерное распределение температуры в ней влияет на структуру поля давления и, следовательно, циркуляцию атмосферы относительно Земного шара.

Режим воздушных течений в атмосфере северного полушария до высот 24-25 км частично рассматривался по результатам обработки радиозондовых данных более ранних периодов и по незначительному числу станций [7-9]. Поэтому нами на статистически достоверной информации проведено исследование полей температуры, геопотенциала и составляющих скорости ветра, являющихся основными климатическими характеристиками общей циркуляции атмосферы.

Для решения задачи использовалась глобальная 18-уровенная система данных Центра Космических Исследований им. Годдарда версии GEOS-1 (Goddard Earth Observing System) с географической сеткой по широте 2° и 2,5° по долготе, включающая 6624 узла регулярной сетки

точек на каждой изобарической поверхности. В версии GEOS-1 используется более сильный фильтр Фурье, чем в версии GEOS-2 [14]. В работе [15] проведена оценка пригодности продуктов усвоения этих данных для проведения климатических исследований и подчеркнуто, что при данном реанализе удастся исключить искусственные климатические сигналы, присущие оперативным данным за счет изменений систем наблюдений.

Особенности атмосферных процессов могут проявляться во многих статистических характеристиках. Нами для исследования вертикальной статистической структуры параметров атмосферы на первом этапе использовались обобщенные факторы температуры и составляющих скорости ветра.

Результаты факторного анализа, алгоритм которого изложен в работах [56, 64], дают основания утверждать, что вертикальные профили температуры воздуха определяются тремя или четырьмя обобщенными факторами и их количество зависит от широты [57].

В субтропических и высоких широтах учет весов первых двух факторов позволяет рассматриваемый слой атмосферы разделить на два слоя – тропосферный (700-200 гПа) и стратосферный (200-20 гПа).

В умеренных широтах учет весов первого и второго обобщенных факторов температуры четкой картины разделения на слои не дал. Но учет весов 1-го и 3-го обобщенных факторов дает основания в умеренных широтах выделить аналогичные слои атмосферы, которые указаны выше.

Исследования вертикальных профилей составляющих скорости ветра с помощью факторного анализа [58] хорошо согласуются с теми, что были получены нами для температуры воздуха [57].

Поэтому в дальнейшем слой свободной атмосферы от 700 гПа до 20 гПа был разделен на два слоя: первый (700-200 гПа) включал уровни

700, 600, 500, 400, 300, 250 и 200 гПа; второй (200-20 гПа) – 200, 150, 100, 70, 50, 30 и 20 гПа.

На втором этапе исследования к полученным (в результате факторного анализа) слоям атмосферы был применен кластерный анализ (алгоритм ИСОМАД [56]).

Ниже, на рис. 5.1-5.8 приводятся результаты кластерного анализа, которые позволили выделить районы северного полушария с однородной структурой полей зональной составляющей скорости ветра для срединных месяцев сезонов (января, апреля, июля и октября) в слоях тропосферы и стратосферы.

Количество компонентов в векторе ситуаций состояла из количества изобарических поверхностей в каждом слое атмосферы и на каждой поверхности. С учетом географической сетки использовалась матрица исходных данных порядка 46x144. В результате реализации итерационных процедур совокупность 7-мерных векторов ситуаций (6624) была разделена, в зависимости от составляющей скорости ветра и сезона, на 8-11 кластеров, характеризующихся различными профилями компонент скорости ветра по высоте. Количество векторов ситуаций, вошедших в тот или иной кластер представлено в табл. 5.1.

На рис. 5.1-5.4 показаны районы северного полушария с однородной структурой зональной составляющей скорости ветра в слое атмосферы 700-200 гПа. На рис. 5.5-5.8 для этой же компоненты – в слое атмосферы 200-20 гПа для 4-х срединно-сезонных месяцев года.

Координаты уточненных центров кластеров зональной составляющей скорости ветра на главных изобарических поверхностях тропосферы (700, 600, 500, 400, 300, 250 и 200 гПа) представлены в табл. 5.2. Для уровней стратосферы (150, 100, 70, 50, 30 и 20 гПа) центры кластеров располагаются в табл. 5.3.

Таблица 5.1 – Количество векторов по кластерам в слоях тропосферы (700-200 гПа) и стратосферы (200-20 гПа) северного полушария для составляющих скорости ветра

Клас-тер	Количество векторов по кластерам							
	Зональная составляющая				Меридиональная составляющая			
	Слой атмосферы 700-200 гПа							
	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
1	506	473	1157	626	961	65	1238	1609
2	800	557	282	795	1180	212	814	1028
3	834	794	1225	664	438	993	228	1211
4	676	910	329	651	2241	1389	267	1107
5	544	543	639	190	531	538	1146	368
6	1067	406	943	993	713	1326	1173	596
7	686	1305	584	316	347	1368	1071	242
8	1450	1581	1413	2337	152	678	635	411
Количество некластеризованных векторов								
	61	55	52	52	61	55	52	52
	Слой атмосферы 200-20 гПа							
1	947	759	1212	1621	1169	1169	1294	1343
2	1030	594	190	306	1004	501	1028	316
3	1181	1108	1088	981	1653	1613	532	1232
4	558	574	620	527	1042	817	361	326
5	530	614	362	195	276	302	1034	1338
6	960	1399	530	832	608	509	854	809
7	435	337	1297	813	172	304	401	201
8	983	1239	1325	1349	337	1409	733	535
9					363		274	264
10							50	260
11							63	
Количество некластеризованных векторов								
	0	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 5.2 - Координаты центров кластеров зональной составляющей скорости ветра (м/с) на главных изобарических поверхностях

Номер кластера	Изобарическая поверхность, гПа						
	700	600	500	400	300	250	200
	Январь						
1	-6,342	-6,305	-5,816	-4,162	-1,537	-0,223	0,341
2	-3,259	-1,196	1,315	4,903	9,455	11,679	13,578
3	7,160	9,668	12,603	16,267	20,745	22,715	23,851
4	8,558	12,362	16,875	22,446	29,186	32,278	34,092
5	14,322	19,989	26,791	35,275	45,301	49,347	51,038
6	5,970	7,629	9,545	11,854	14,604	15,920	17,080
7	3,691	4,660	5,782	7,076	8,645	9,482	10,508
8	0,319	0,247	0,229	0,262	0,468	0,771	1,135
	Апрель						
1	-5,707	-6,051	-5,525	-4,623	-2,996	-2,099	-1,634
2	-5,737	-4,525	-1,920	1,787	6,983	9,532	11,564
3	7,931	10,537	13,518	17,187	21,641	23,489	24,183
4	2,551	4,989	8,136	12,465	18,235	21,461	23,906
5	9,932	13,661	17,899	23,301	30,291	33,838	36,103
6	4,730	5,910	7,224	8,667	9,870	9,738	9,066
7	3,590	5,347	7,404	9,860	12,491	13,125	12,997
8	0,618	0,889	1,175	1,532	1,952	2,112	2,214
	Июль						
1	-4,818	-5,454	-5,390	-5,625	-7,079	-7,821	-8,852
2	7,381	5,195	2,532	-1,410	-7,929	-12,391	-18,492
3	3,819	4,956	6,205	7,757	9,650	10,159	9,904
4	3,536	5,615	7,985	10,895	15,188	17,641	19,187
5	7,560	9,685	12,004	14,854	18,790	20,823	21,601
6	2,741	3,442	4,229	5,188	6,172	6,076	5,447
7	-3,525	-2,587	-1,275	0,837	3,678	5,155	6,108
8	0,323	0,453	0,581	0,814	1,016	0,849	0,495
	Октябрь						
1	-6,934	-6,347	-5,129	-3,362	-1,171	-0,095	0,664
2	-1,117	-1,394	-1,889	-2,492	-3,865	-4,642	-5,893
3	5,091	7,221	9,795	13,140	17,429	19,609	21,090
4	8,639	11,457	14,731	18,876	24,084	26,401	27,422
5	10,899	14,891	19,697	25,881	33,913	37,766	39,694
6	5,791	7,352	9,084	11,088	13,423	14,325	14,651
7	6,527	8,301	10,315	12,643	15,086	15,543	15,117
8	1,117	2,073	3,245	4,722	6,450	7,103	7,589

Таблица 5.3 - Координаты центров кластеров зональной составляющей скорости ветра (м/с) на главных изобарических поверхностях

Номер кластера	Изобарическая поверхность, гПа					
	150	100	70	50	30	20
	Январь					
1	-2,749	-2,921	-2,697	-2,425	-3,711	-5,446
2	10,979	7,938	3,995	2,117	0,827	-0,105
3	25,049	18,494	11,051	6,439	3,815	3,254
4	29,643	26,028	21,751	18,758	17,131	17,109
5	48,910	36,221	22,449	13,237	6,492	3,922
6	18,769	21,632	24,713	27,968	32,891	36,385
7	12,135	15,487	19,020	22,698	28,192	32,090
8	7,054	9,281	11,522	13,941	17,887	20,929
	Апрель					
1	-2,625	-2,314	-2,128	-2,234	-3,702	-5,174
2	9,623	6,240	1,712	-1,136	-4,388	-6,835
3	22,754	15,566	7,631	2,702	-0,190	-0,859
4	23,634	18,516	12,702	8,570	6,424	6,293
5	35,013	25,225	14,174	7,134	3,166	2,423
6	10,416	8,239	6,058	4,197	1,968	0,580
7	12,758	11,233	9,587	7,993	6,123	5,072
8	3,686	3,879	3,490	2,993	1,848	0,797
	Июль					
1	-10,934	-11,393	-12,528	-14,379	-17,573	-19,778
2	-27,448	-28,561	-21,830	-19,322	-19,521	-19,559
3	6,464	0,551	-5,794	-10,131	-14,302	-16,785
4	17,326	10,233	2,684	-2,609	-7,348	-10,026
5	20,884	11,714	3,757	-1,491	-6,082	-8,617
6	3,244	1,931	-1,262	-3,932	-7,641	-10,168
7	6,092	3,407	0,934	-1,226	-4,081	-6,055
8	0,395	-0,107	-0,812	-1,485	-2,872	-3,925
	Октябрь					
1	2,643	0,809	-2,325	-4,614	-7,220	-8,371
2	-14,056	-10,243	-5,861	-5,452	-6,486	-7,248
3	19,727	13,884	7,956	4,555	3,157	3,522
4	26,789	20,443	14,136	10,335	8,376	8,231
5	38,047	27,466	16,597	9,820	5,137	3,317
6	13,053	11,476	10,420	10,156	11,412	13,034
7	12,930	12,511	12,607	13,275	15,424	17,384
8	5,656	5,419	5,349	5,691	6,874	7,930

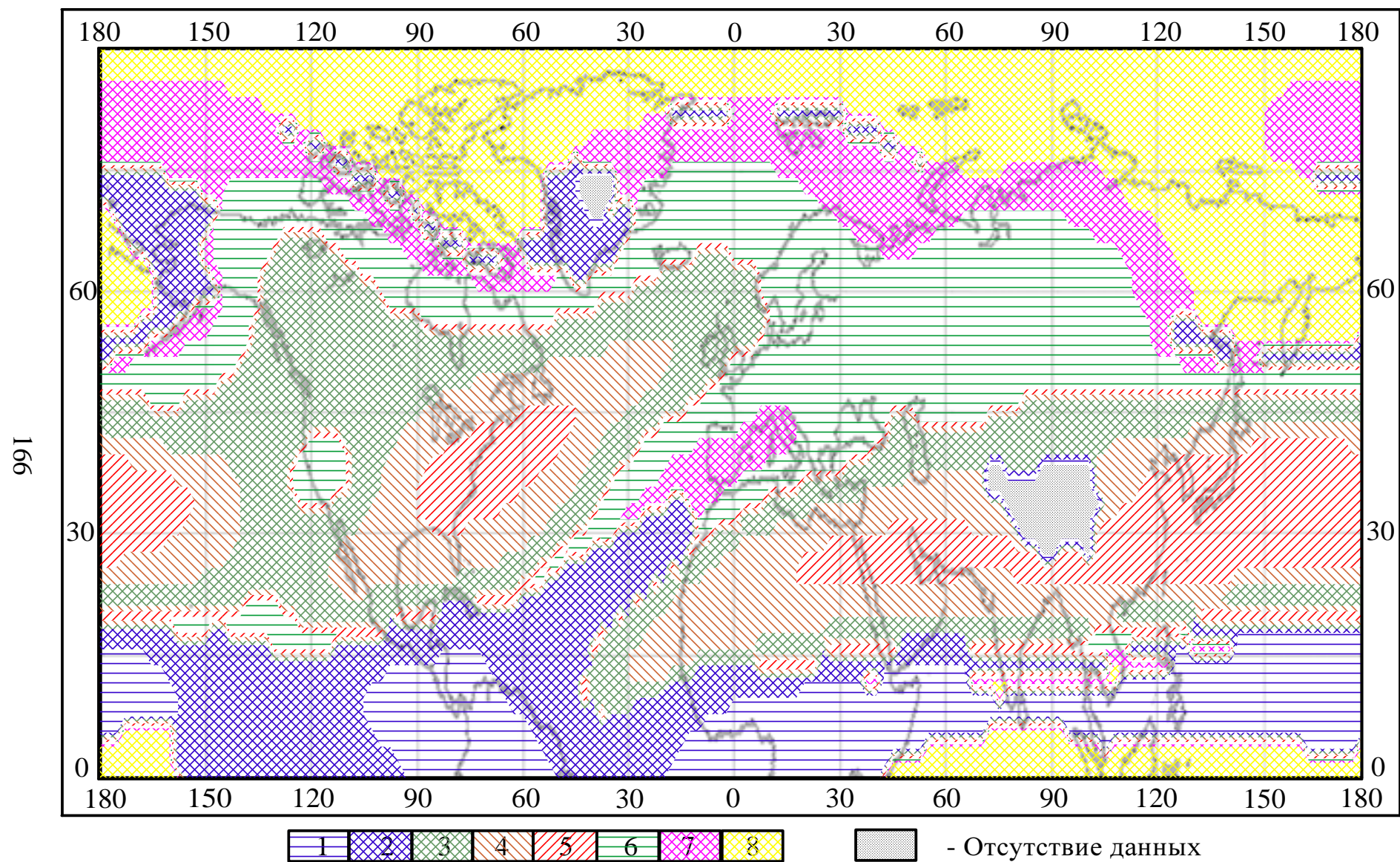


Рис. 5.1 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Январь.

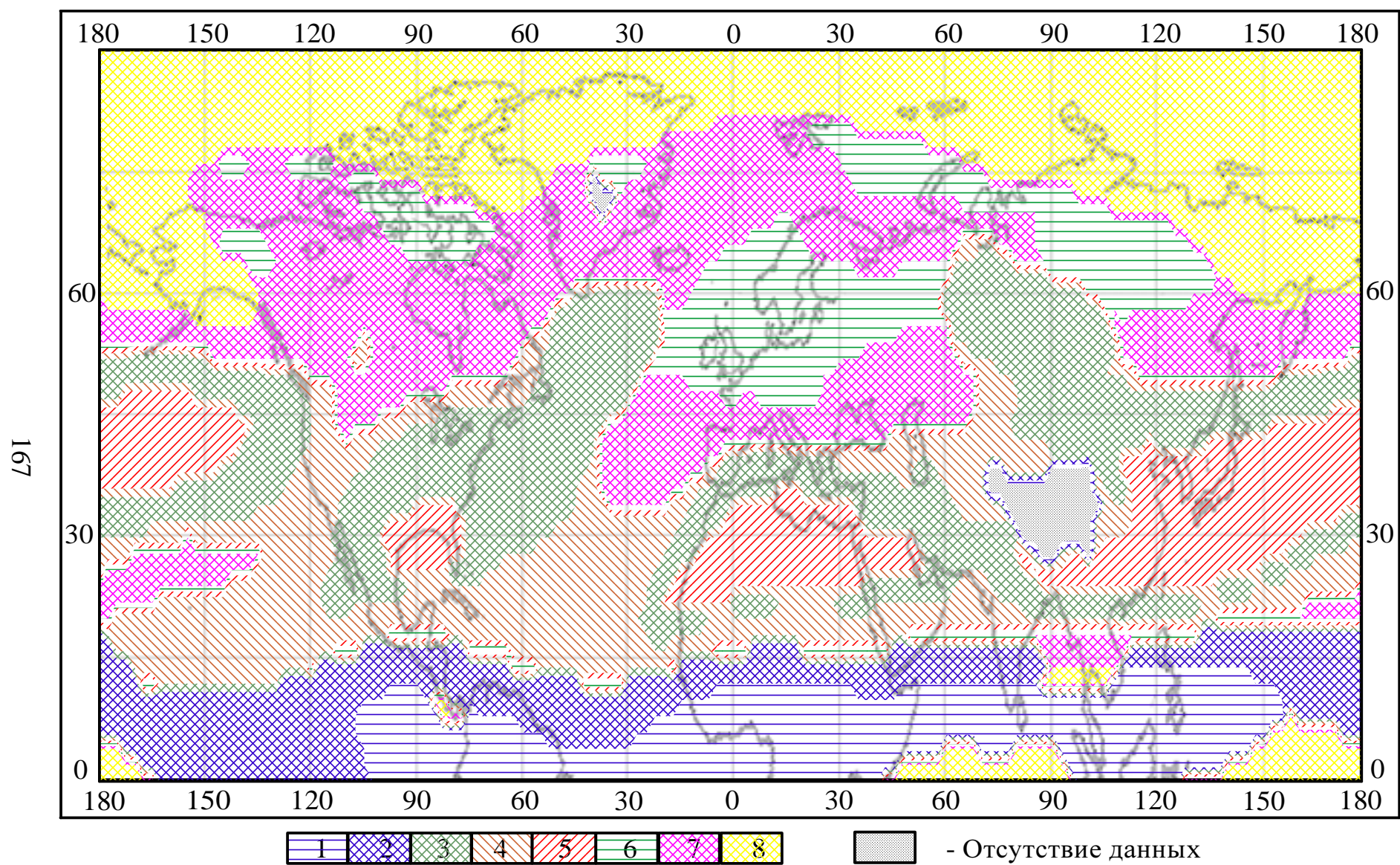


Рис. 5.2 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Апрель.

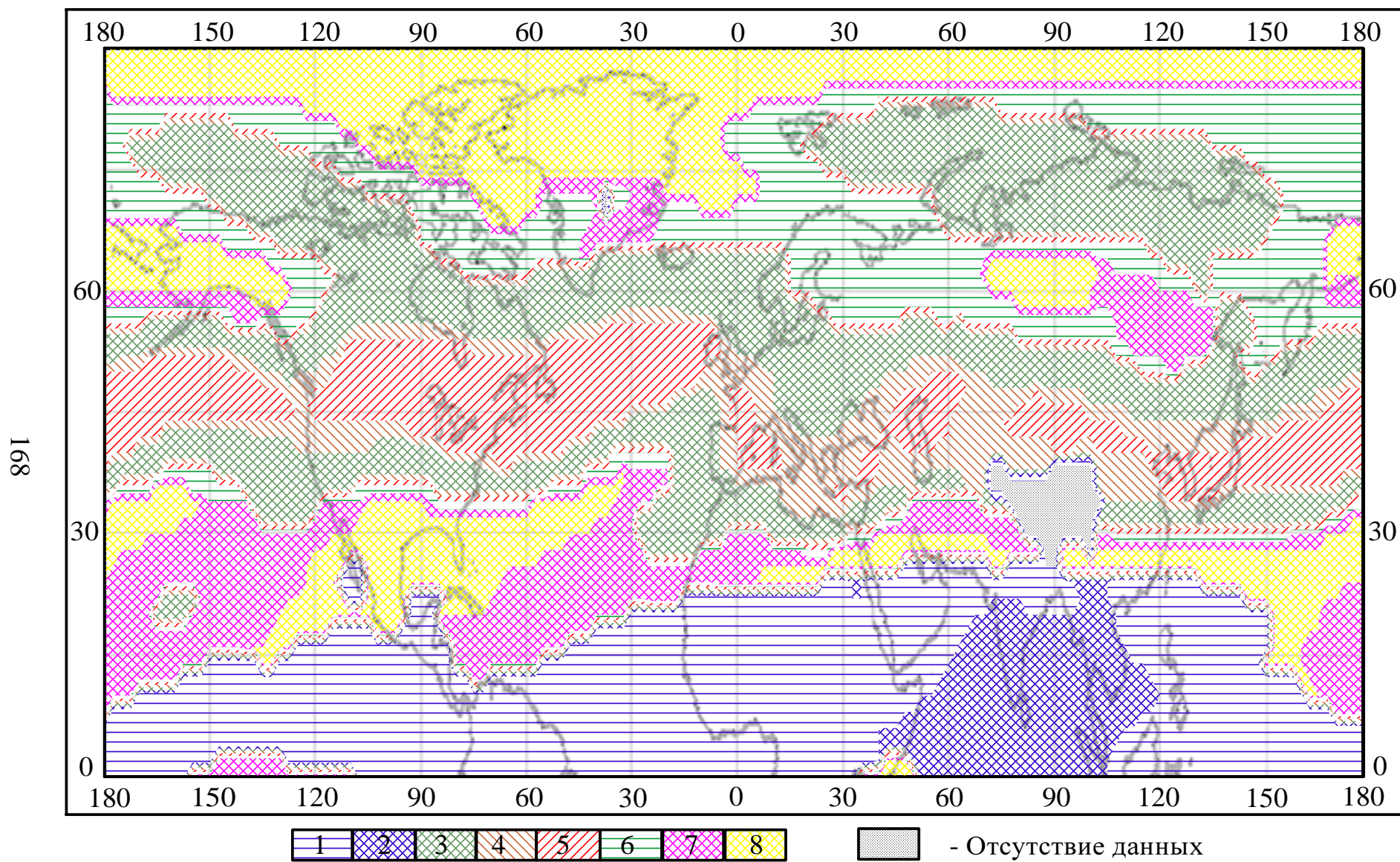


Рис. 5.3 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Июль.

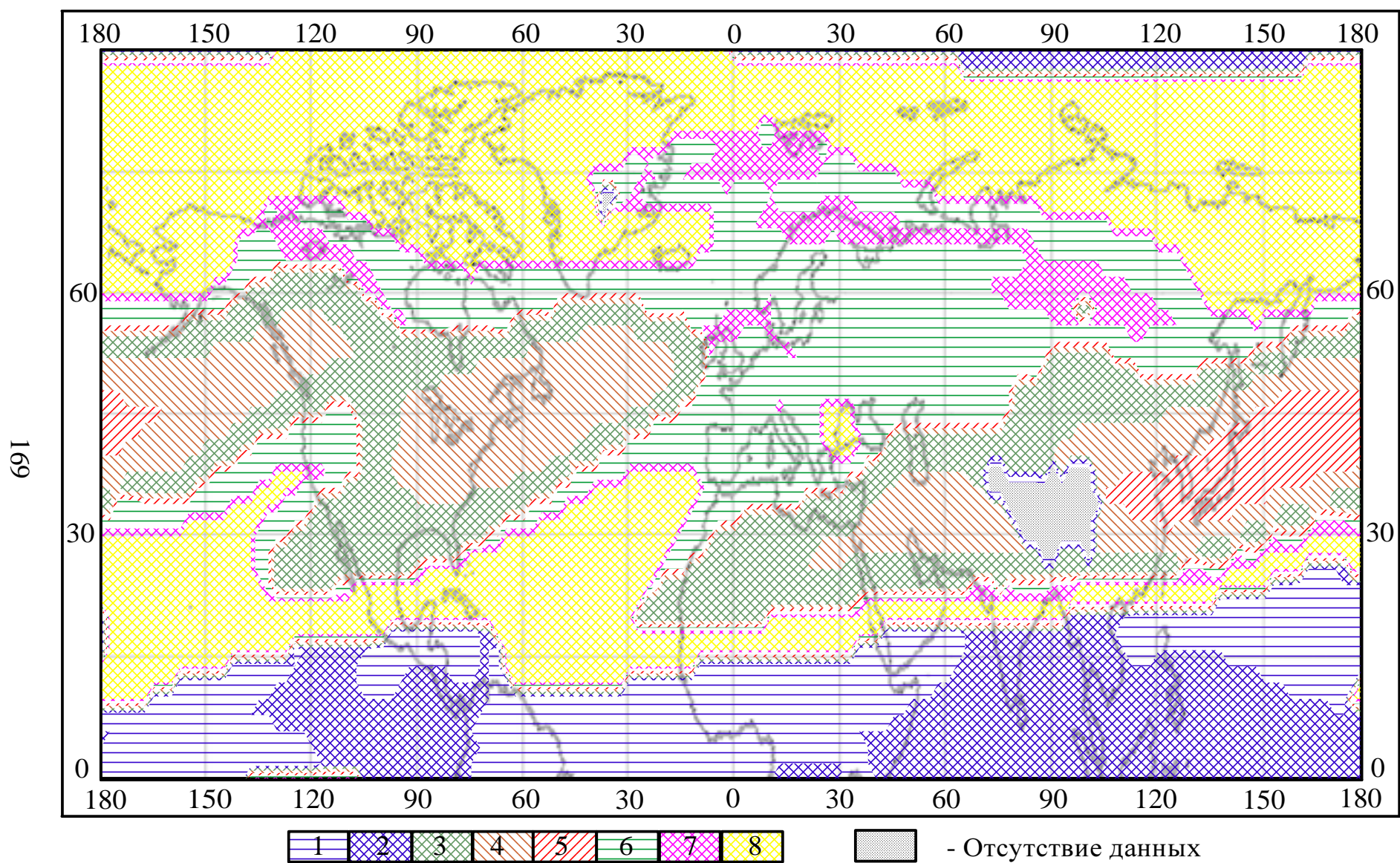


Рис. 5.4 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Октябрь.

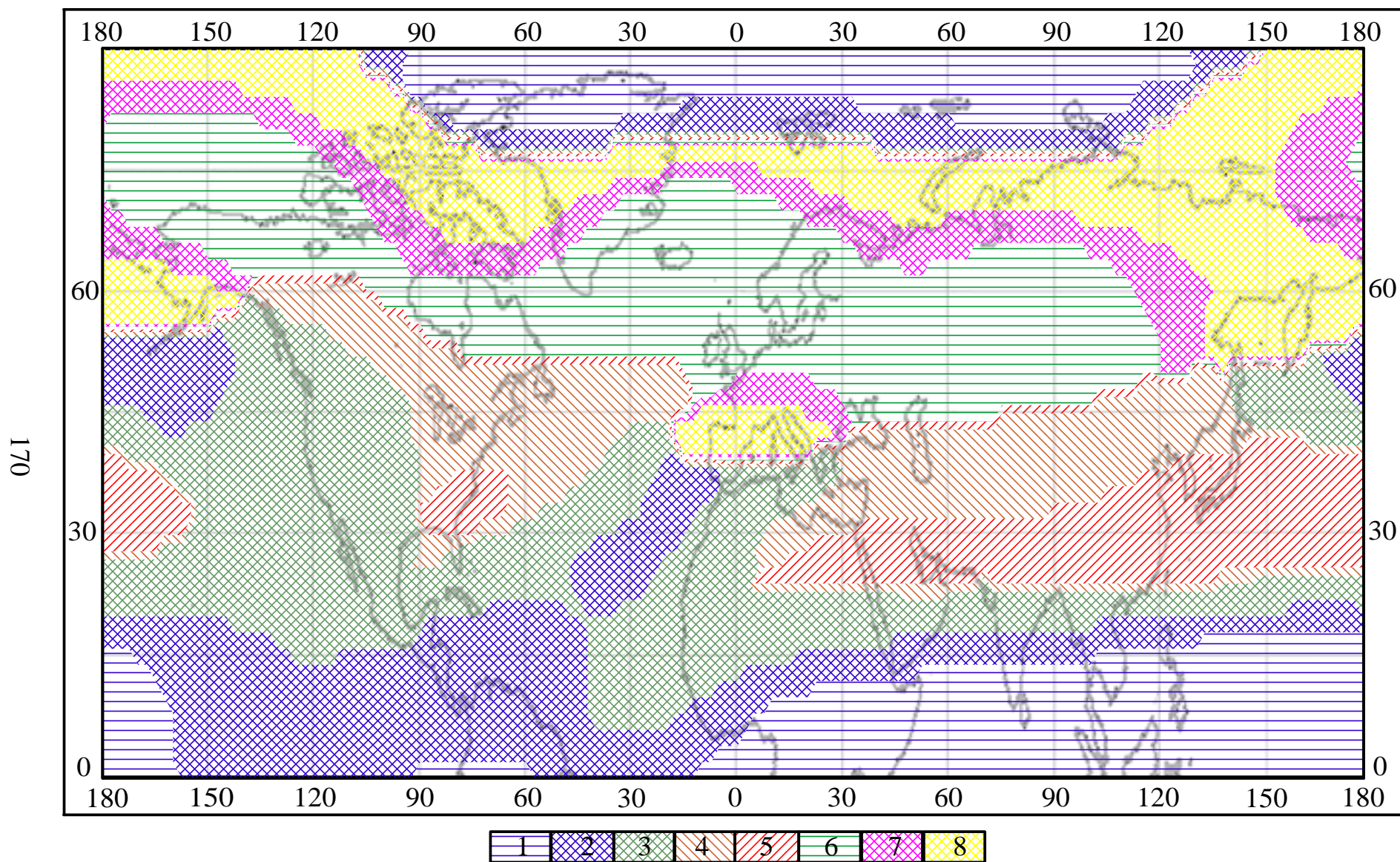


Рис. 5.5 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Январь.

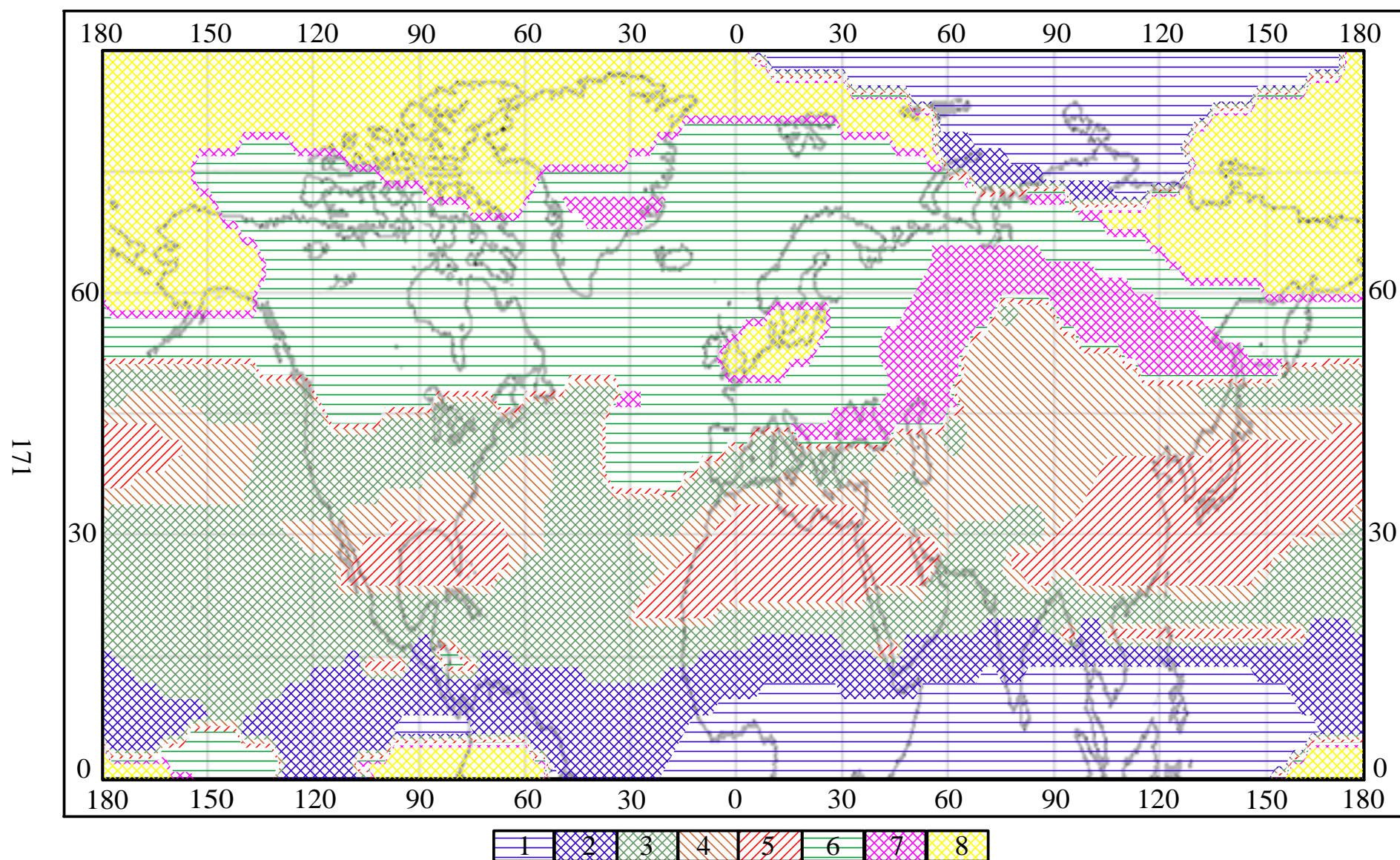


Рис. 5.6 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Апрель.

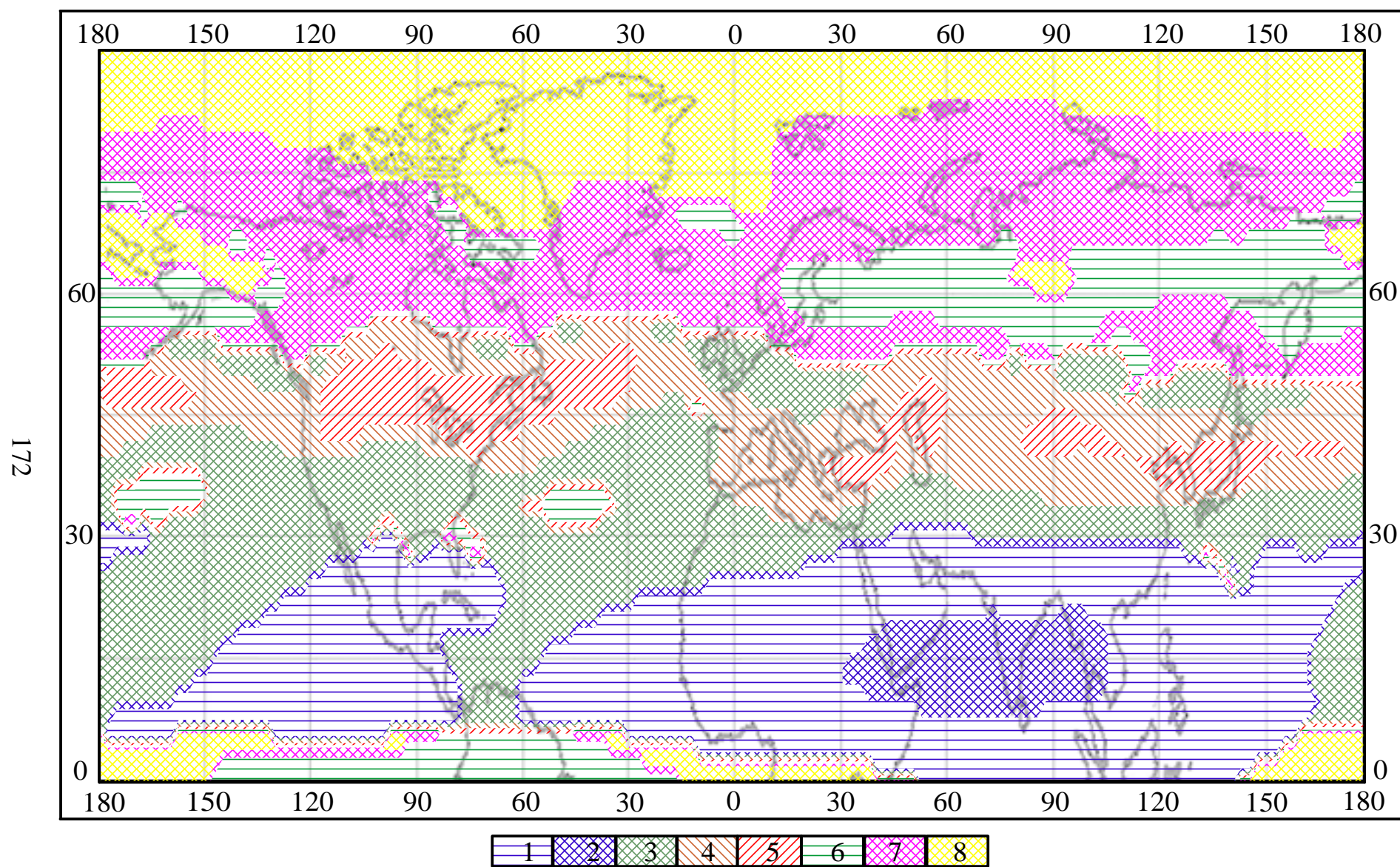


Рис. 5.7 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Июль.

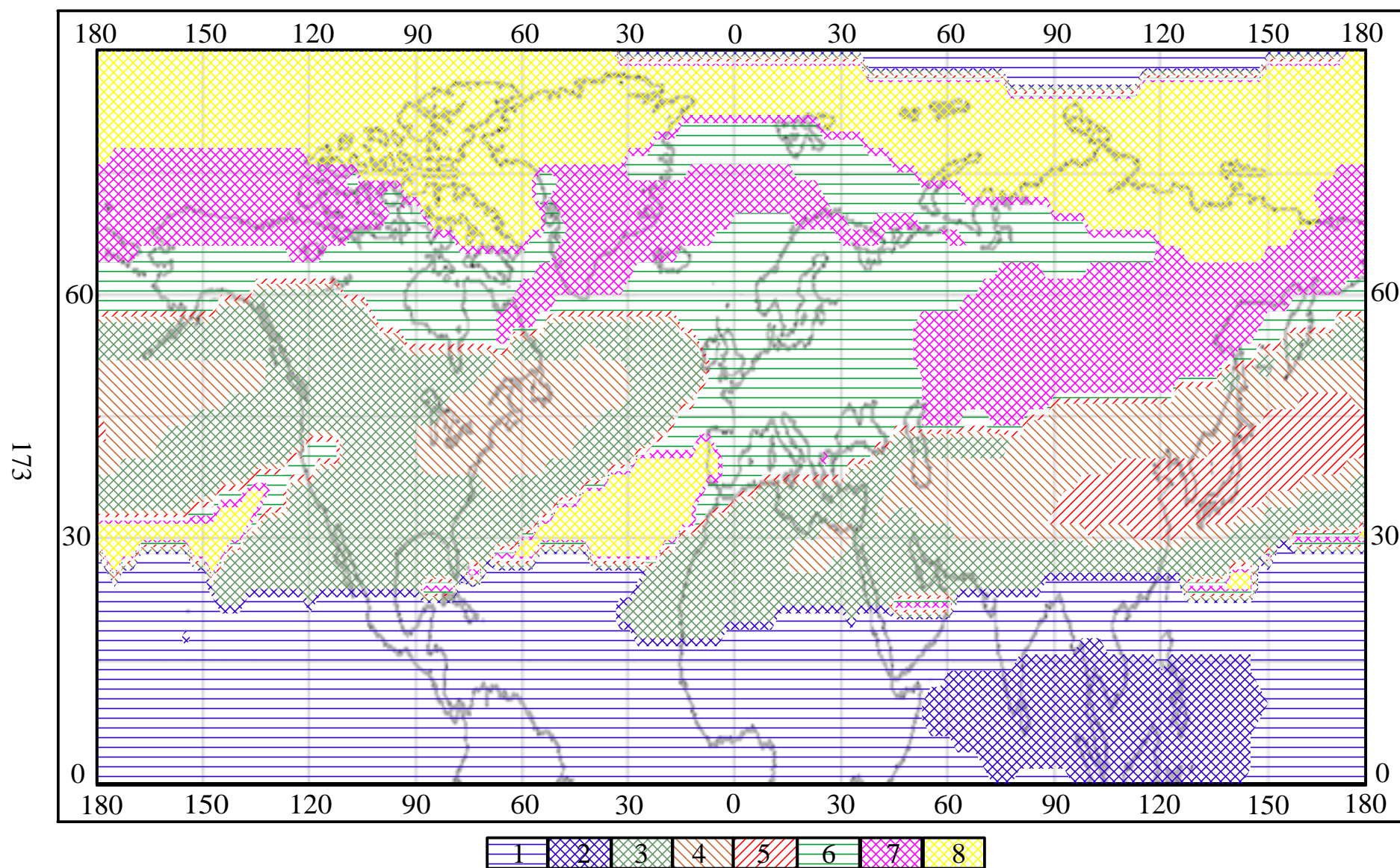


Рис. 5.8 - Кластеры вертикальных профилей зональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Октябрь.

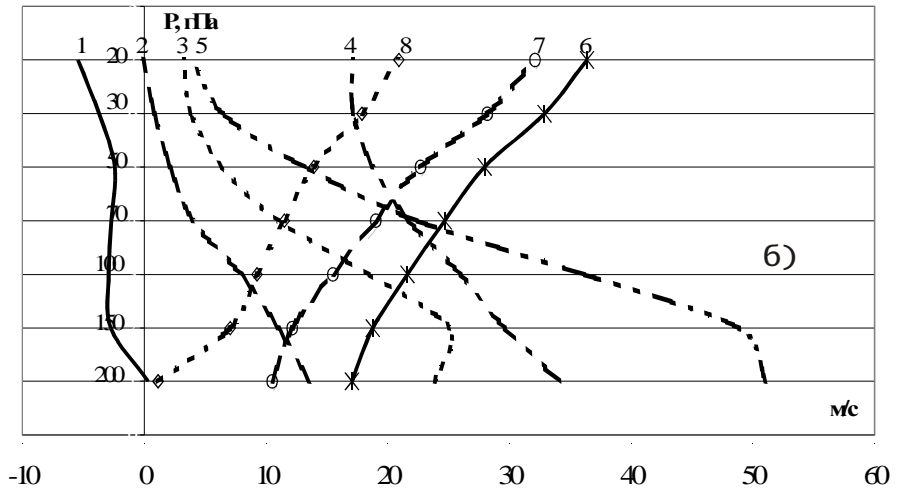
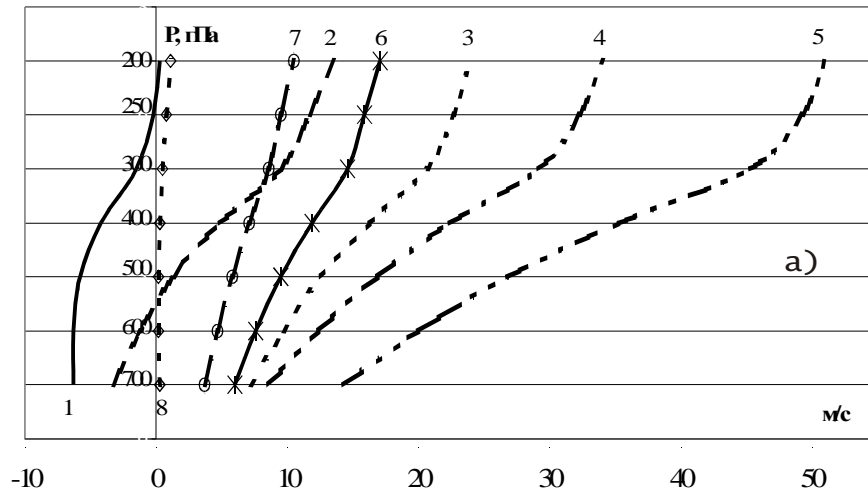
На рис. 5.9 в качестве примера представлены вертикальные профили зональной компоненты скорости ветра в каждом из 8-ми полученных кластеров на изобарических поверхностях тропосферы (рис. 5.9 а, в) и стратосферы (рис. 5.9 б, г) для января и июля.

Например, в районе Западной Сибири в январе преобладают вертикальные профили 6, 7 и 8-го кластеров как в слое 700-200 гПа, так и в слое 200-20 гПа. Центральные районы Западной Сибири характеризуются наибольшими скоростями западного ветра (6-й кластер), в котором скорость растет от 6 м/с на 700 гПа до 36,4 м/с на 20 гПа (рис. 5.9 а, б). Севернее 70° с.ш. между 70-120° в.д. в январе в слое тропосферной циркуляции скорость западной составляющей медленно растет с высотой (от 3,7 м/с на 700 гПа до 10,5 м/с на 200 гПа), а затем наблюдается резкий рост скорости западной составляющей до 32,1 м/с на 20 гПа (7-й кластер). Севернее 75° с.ш. в тропосфере и в зоне 70-77° с.ш. в стратосфере характерны профили 8-го кластера, характеризующиеся скоростями западного ветра от 0,3 м/с на 700 гПа до 20,9 м/с на 20 гПа. Приполюсная область стратосферы охвачена восточной составляющей (1-й кластер) со скоростями от 0,3 м/с на 200 гПа до 5,4 м/с на 20 гПа [65].

В июле кластеры вертикальных профилей зональной составляющей представлены на рис. 5.3 и 5.7, а изменения скорости с высотой в 8-ми кластерах изображены на рис. 5.9 в, г.

Из рис. 5.3 и 5.7 следует, что структура зональной составляющей в июле более сложная, чем в январе, особенно в тропосфере, где можно выделить для Западной Сибири шесть районов (3, 4, 5, 6, 7, 8 кластеры) с различными вертикальными профилями. За исключением 7-го кластера, для которого смена восточной составляющей на западную происходит на уровне 450 гПа, отмечается западная составляющая с ростом скорости ветра в слое тропосферной циркуляции. В районе Томской, Новосибирской областей и в Красноярском крае зональная составляющая в слое тропосферы

Январь



Июль

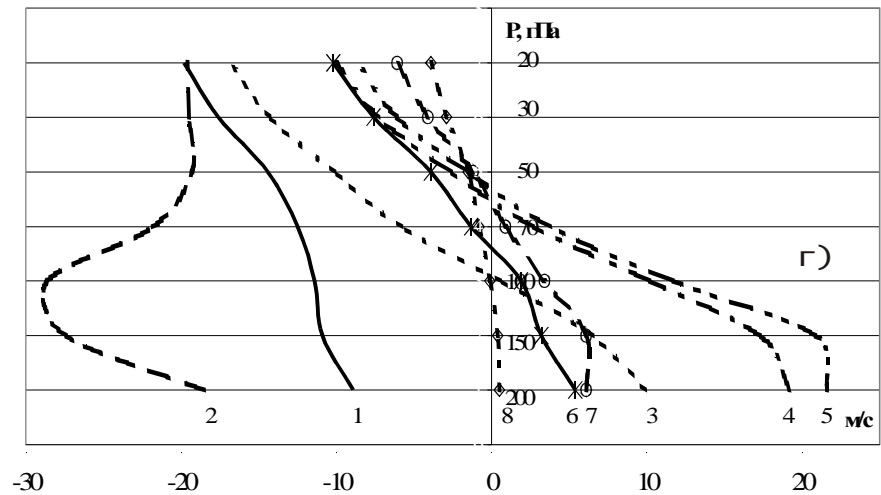
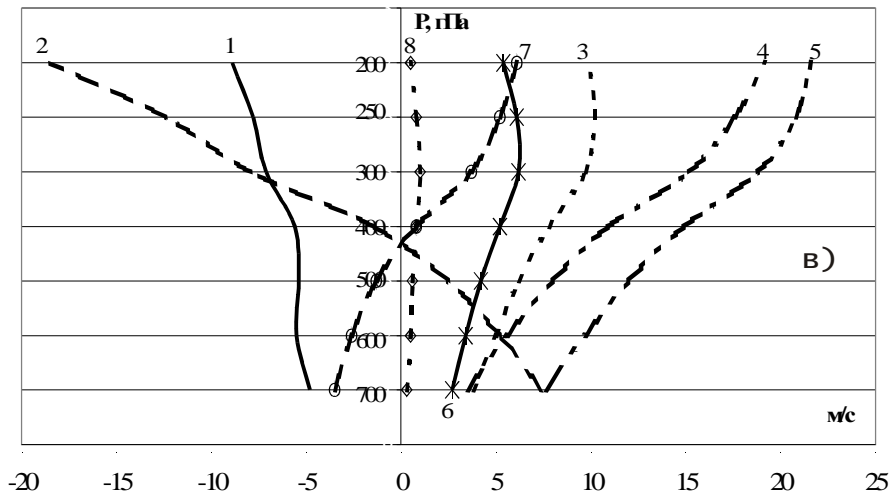


Рис. 5.9 – Зональная составляющая скорости ветра (м/с) в слое 700-200 гПа (а, в) и в слое 200-20 гПа (б, г).

характеризуется 8-м кластером, в котором скорость западного ветра практически не изменяется с высотой – 0,3 м/с на 700 гПа и 0,5 м/с на 200 гПа. Очаг слабых скоростей западной составляющей сохраняется до 100 гПа, а выше наблюдается рост восточного ветра до 3,9 м/с на 20 гПа. Этот район (8-й кластер) характеризуется самыми слабыми скоростями восточной составляющей. В стратосфере скорость зонального ветра невелика (6, 7 и 8 кластеры) и на рис. 5.9г хорошо виден переходный слой от 100 до 50 гПа, в котором происходит смена знака зональной составляющей с западной на восточную.

Таким образом, от зимы к лету в северном полушарии наблюдается ослабление зональной циркуляции. Как следует из рис. 5.1-5.9 и табл. 5.1-5.3 в зональной компоненте скорости ветра выделено 8 кластеров в слоях как тропосферной, так и стратосферной циркуляции. Каждый кластер характеризуется своеобразным характером изменения с высотой скорости зональной составляющей ветра и требует дальнейшего детального изучения.

5.2 Статистическое районирование северного полушария для меридиональной составляющей скорости ветра

На рис. 5.10-5.13 показаны районы северного полушария с однородной структурой меридиональной составляющей скорости ветра в слое свободной атмосферы 700-200 гПа, а на рис. 5.14-5.17 для этой же компоненты – в слое атмосферы 200-20 гПа для января, апреля, июля и октября. Координаты уточненных центров кластеров меридиональной составляющей скорости ветра на главных изобарических поверхностях 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30 и 20 гПа представлены в табл. 5.4 и 5.5 [65].

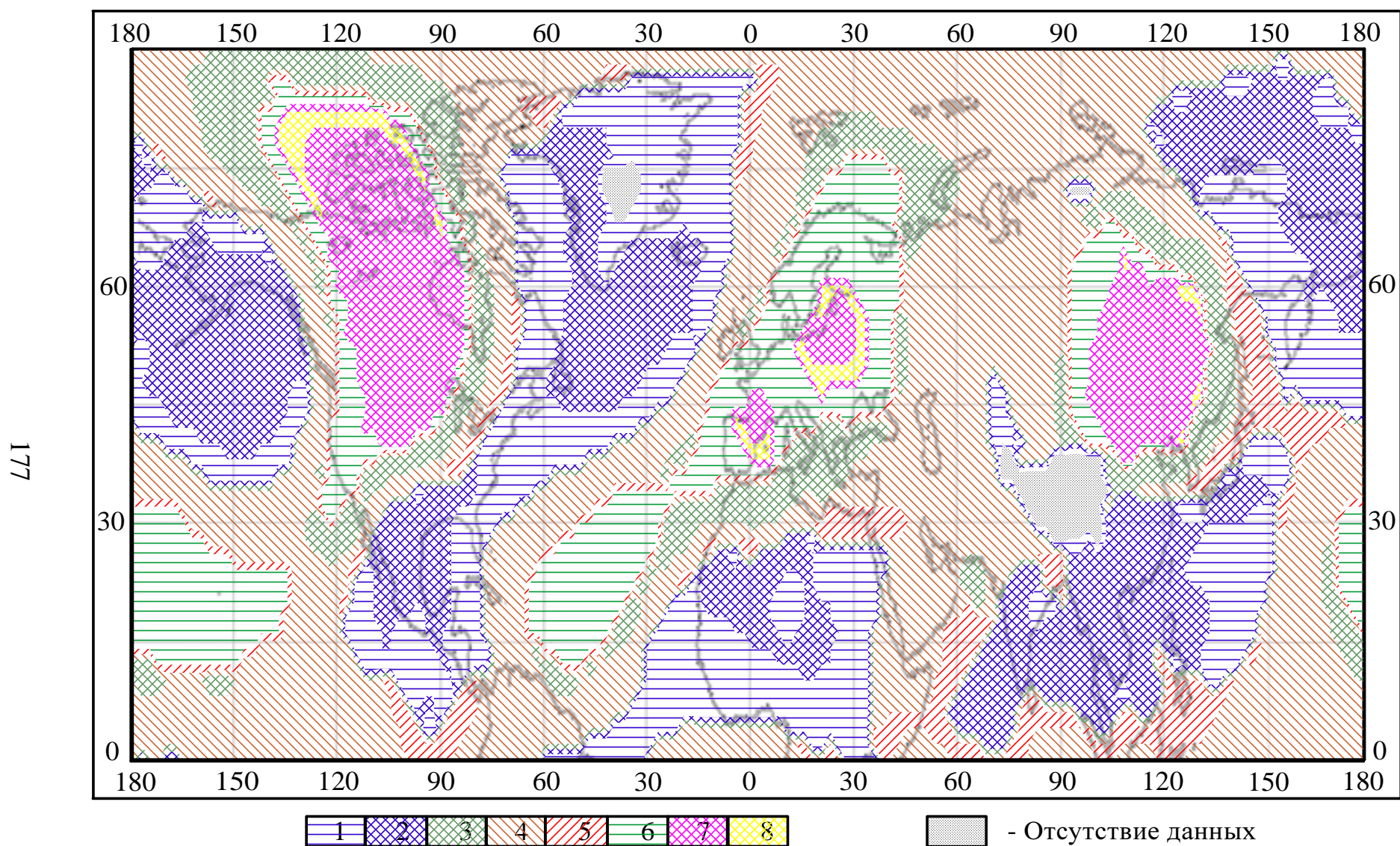


Рис. 5.10 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Январь.

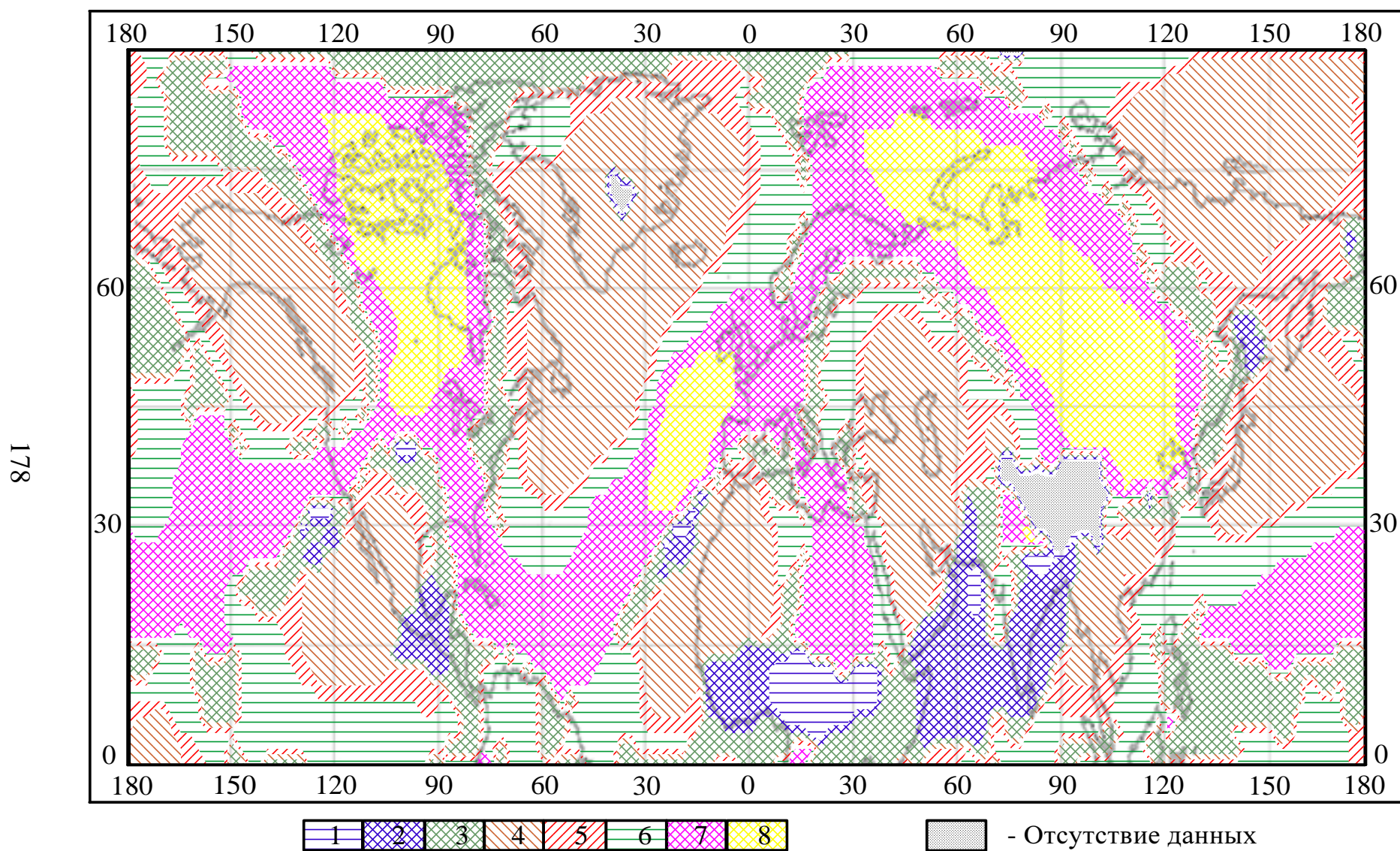


Рис. 5.11 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Апрель.

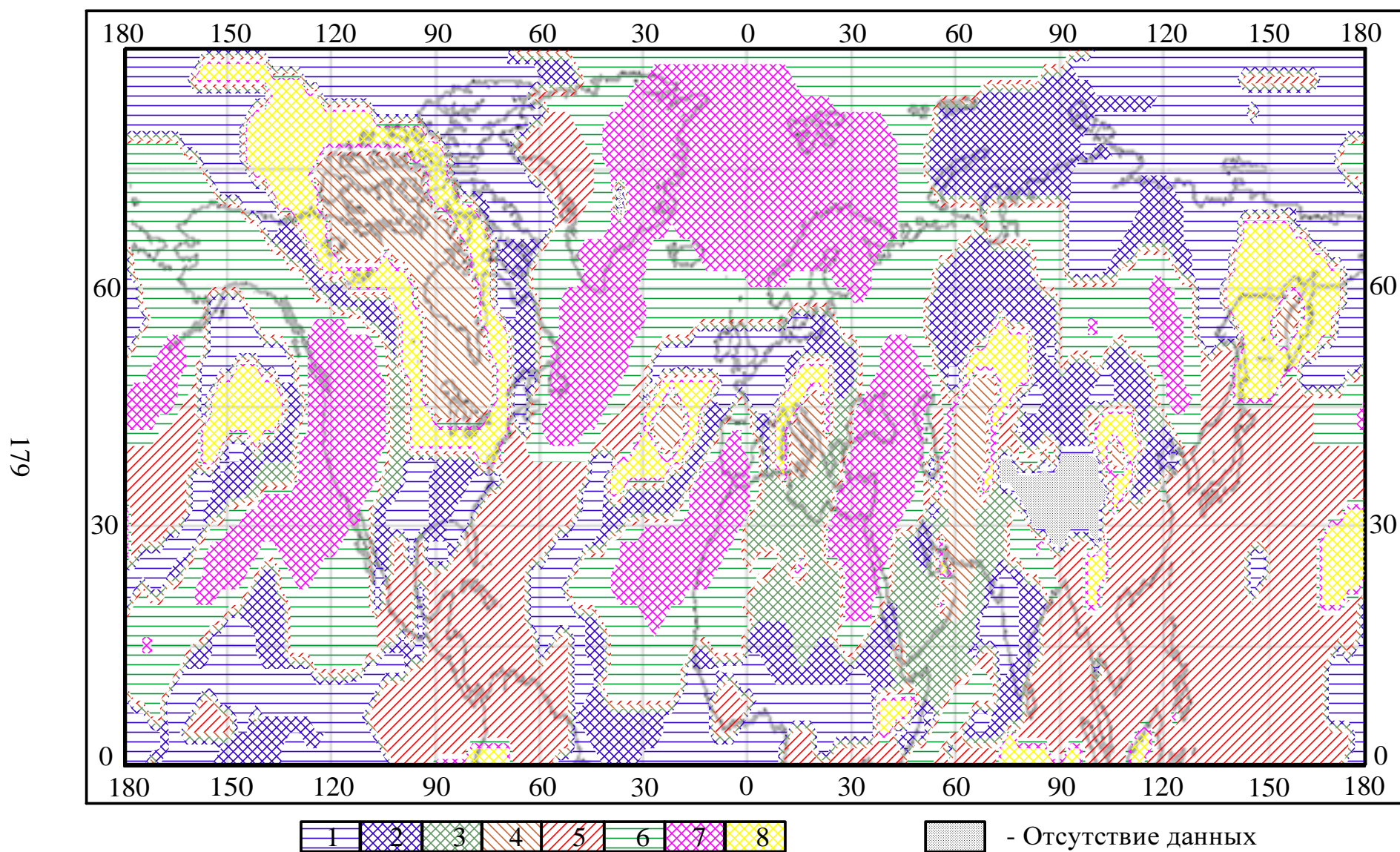


Рис. 5.12 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Июль.

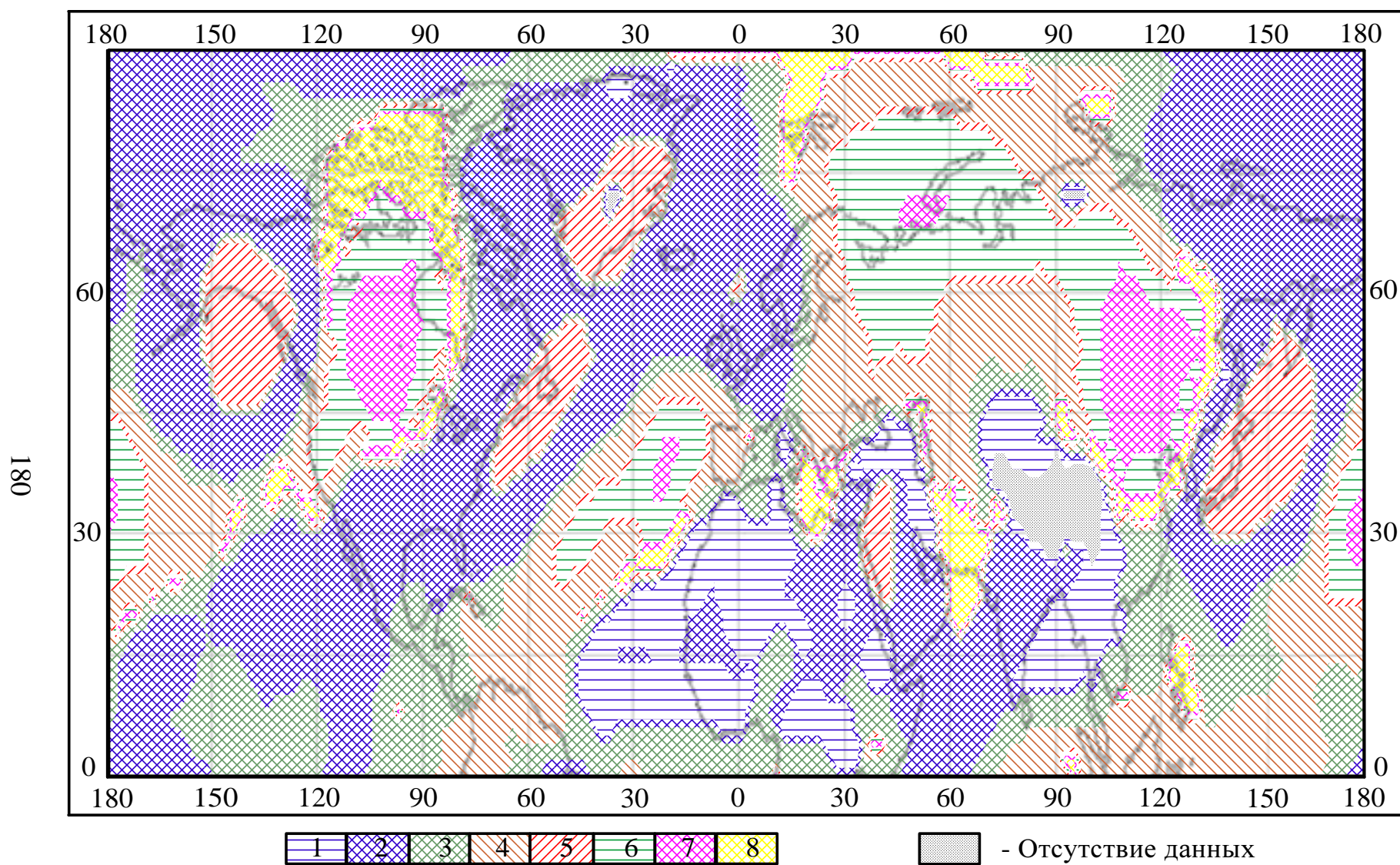


Рис. 5.13 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (700-200 гПа). Октябрь.

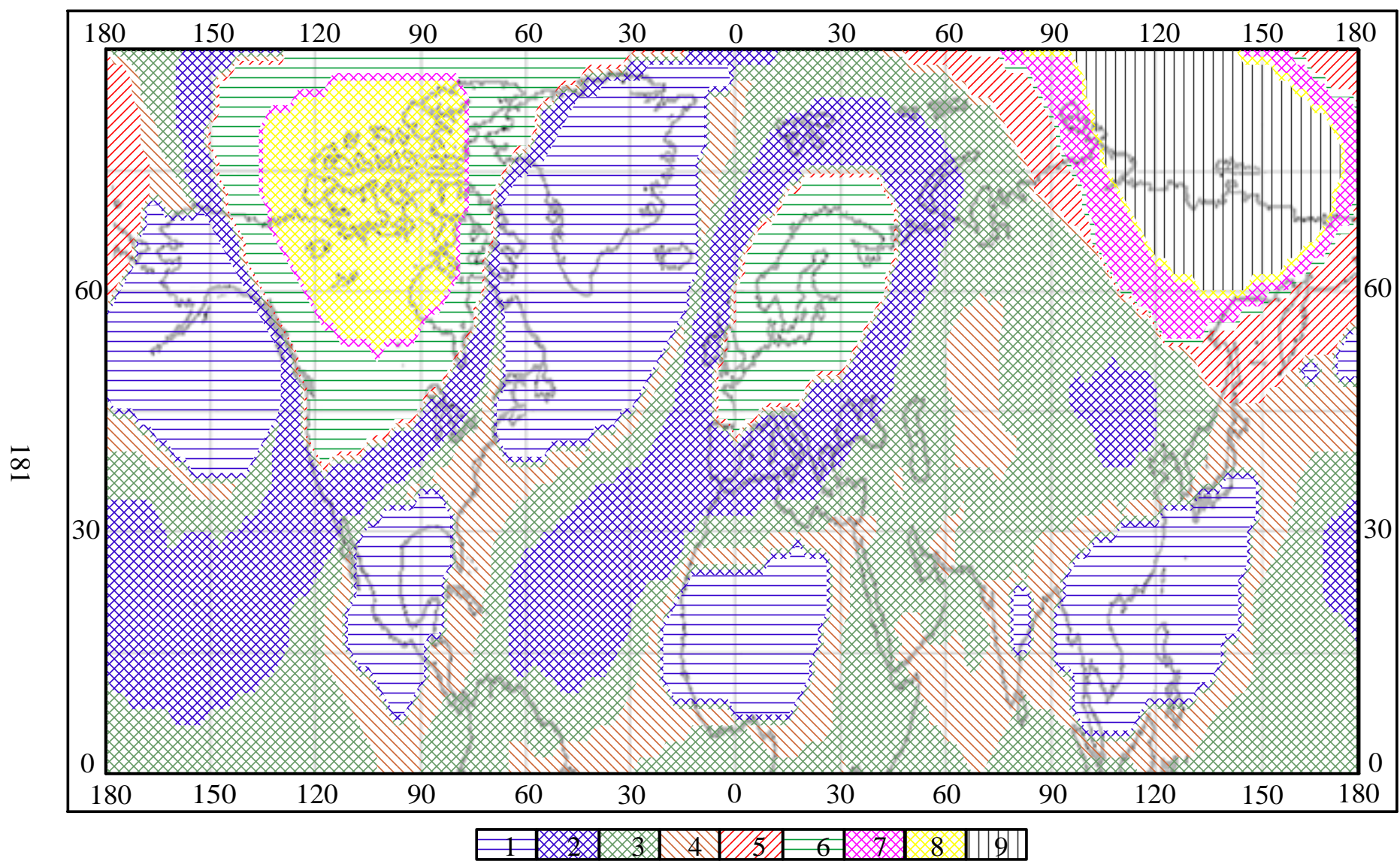


Рис. 5.14 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Январь.

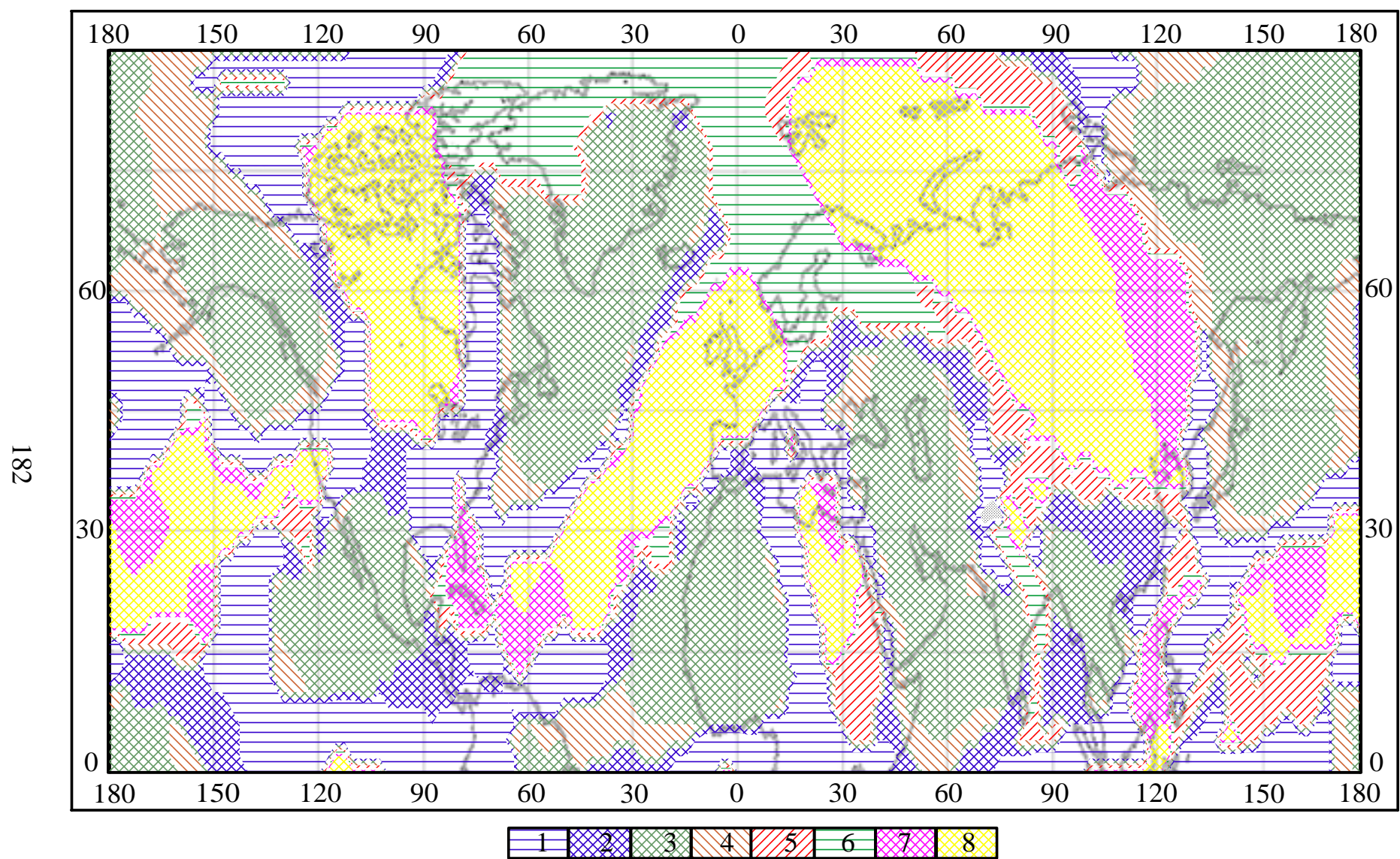


Рис. 5.15 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Апрель.

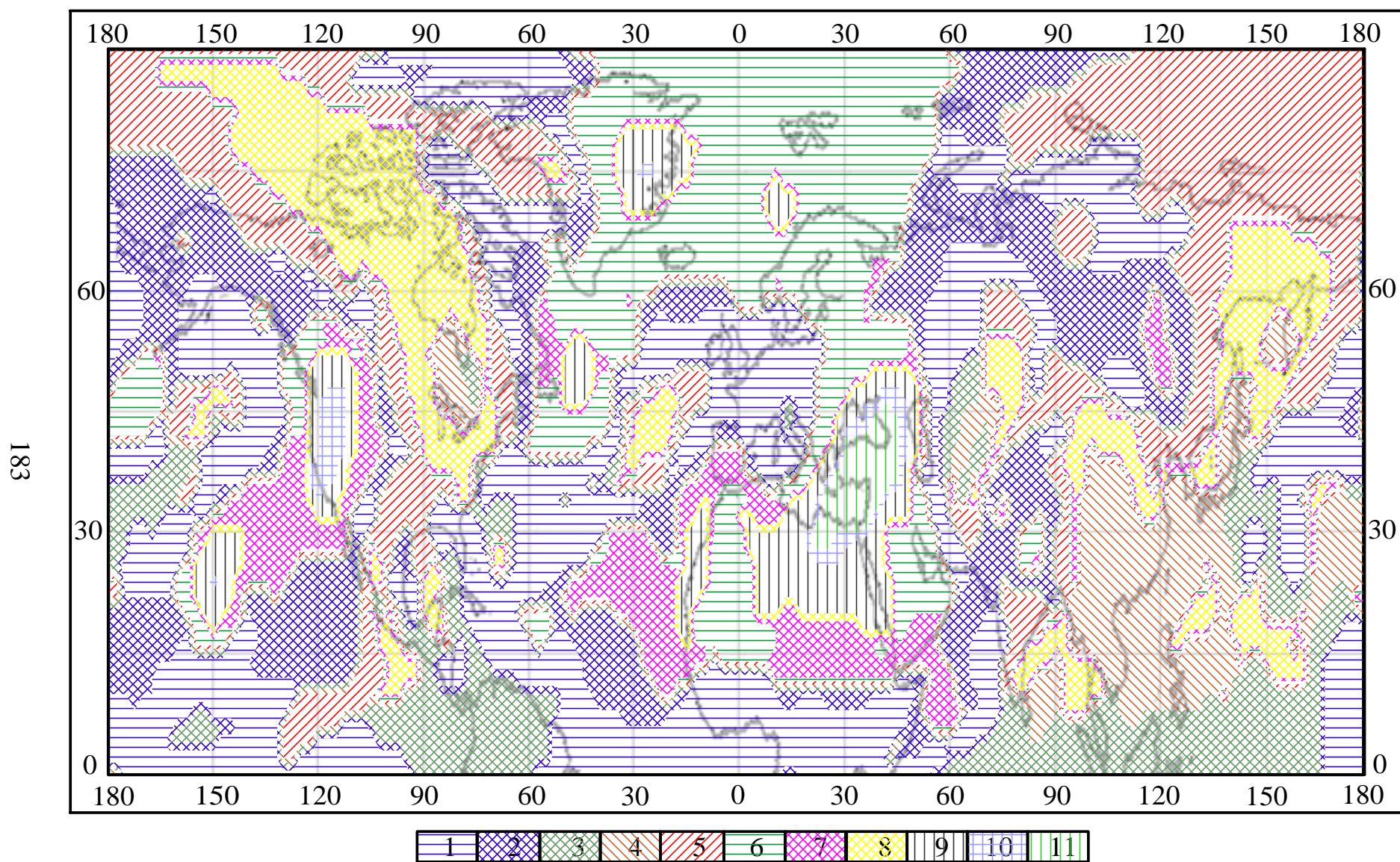


Рис. 5.16 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Июль.

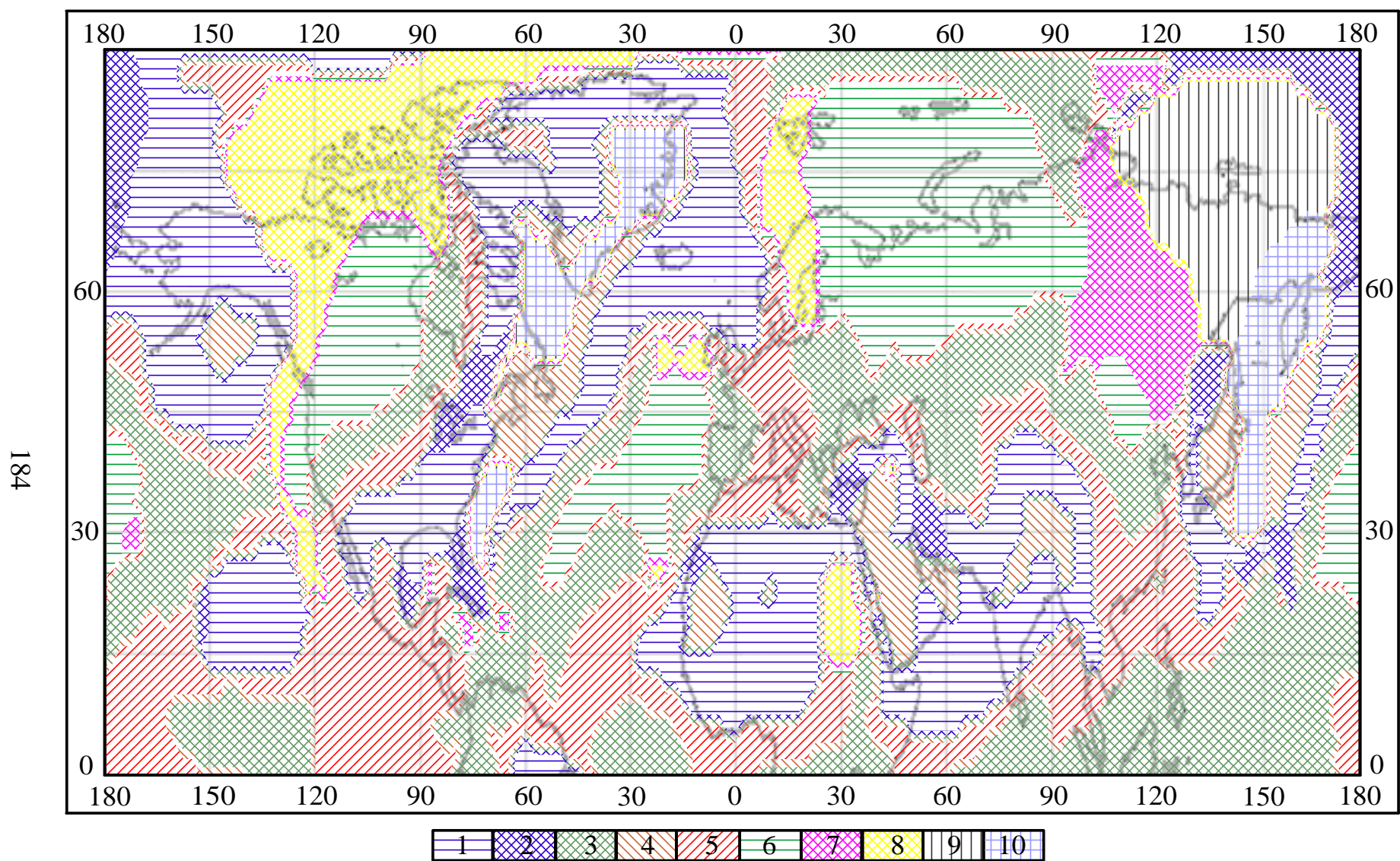


Рис. 5.17 - Кластеры вертикальных профилей меридиональной составляющей скорости ветра (200-20 гПа). Октябрь.

Таблица 5.4 - Координаты центров кластеров меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на главных изобарических поверхностях

Номер кластера	Изобарическая поверхность, гПа						
	700	600	500	400	300	250	200
	Январь						
1	0,784	1,851	2,858	3,672	4,310	4,688	5,086
2	2,311	2,771	3,492	4,508	5,897	6,462	6,983
3	-2,271	-2,651	-3,038	-3,445	-3,783	-3,694	-3,456
4	0,585	0,489	0,313	-0,042	-0,535	-0,699	-0,763
5	-0,851	-0,438	-0,043	0,500	1,349	1,844	2,388
6	-1,445	-2,233	-3,235	-4,563	-6,226	-6,754	-6,902
7	-6,031	-7,153	-8,396	-9,783	-10,999	-11,056	-10,528
8	-4,395	-5,085	-5,821	-6,610	-7,398	-7,484	-7,229
	Апрель						
1	-3,513	-2,705	-1,352	-1,656	-1,811	-1,153	-0,253
2	-2,234	-1,783	-1,096	-0,508	0,652	1,928	3,500
3	-0,653	-0,633	-0,628	-0,610	-0,617	-0,493	-0,273
4	1,984	2,464	2,921	3,459	3,964	4,064	4,066
5	0,318	0,516	0,825	1,175	1,660	1,867	2,113
6	0,719	0,699	0,635	0,555	0,169	-0,012	0,046
7	-0,683	-0,941	-1,268	-1,711	-2,366	-2,627	-2,655
8	-2,651	-3,294	-3,980	-4,718	-5,314	-5,287	-4,948
	Июль						
1	0,104	0,013	-0,143	-0,337	-0,956	-1,171	-1,156
2	-1,006	-0,836	-0,711	-0,644	-0,491	-0,495	-0,529
3	-3,131	-3,775	-3,089	-1,649	-0,234	0,877	2,269
4	-3,362	-3,845	-4,191	-4,428	-4,771	-4,643	-4,122
5	1,336	1,218	0,833	0,290	-1,115	-2,365	-3,357
6	0,508	0,607	0,701	0,800	1,035	1,070	1,058
7	0,600	1,249	1,790	2,407	3,383	3,808	4,063
8	-1,138	-1,500	-1,854	-2,296	-3,094	-3,549	-3,611
	Октябрь						
1	0,855	0,853	0,877	0,985	1,118	1,138	1,112
2	0,015	0,480	1,046	1,739	2,634	3,095	3,441
3	-0,233	-0,136	-0,128	-0,093	-0,332	-0,533	-0,653
4	0,103	-0,064	-0,422	-0,992	-1,971	-2,613	-2,960
5	2,205	3,096	4,021	5,169	6,424	6,684	6,428
6	-1,308	-1,816	-2,425	-3,211	-4,220	-4,624	-4,760
7	-3,290	-3,886	-4,541	-5,385	-6,385	-6,673	-6,277
8	-1,561	-1,711	-1,807	-1,844	-1,778	-1,680	-1,362

Таблица 5.5 - Координаты центров кластеров меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на главных изобарических поверхностях

Номер кластера	Изобарическая поверхность, гПа					
	150	100	70	50	30	20
	Январь					
1	7,292	5,471	3,889	2,619	1,187	0,234
2	-4,196	-3,203	-2,412	-2,036	-2,033	-2,233
3	-0,980	-0,644	-0,145	0,248	0,968	1,535
4	2,789	1,932	1,347	1,081	1,055	1,027
5	3,452	4,766	5,828	6,831	8,499	9,785
6	-4,916	-5,385	-6,174	-7,147	-9,217	-11,275
7	0,680	2,683	4,888	7,337	11,738	15,218
8	-9,172	-11,083	-13,304	-15,751	-19,999	-23,435
9	4,285	6,769	9,599	12,663	18,048	22,403
	Апрель					
1	-0,562	0,305	0,503	0,492	0,396	0,232
2	0,599	-0,356	-0,380	-0,432	-0,370	-0,086
3	3,953	3,153	2,528	1,996	1,496	1,153
4	1,709	1,585	1,563	1,463	1,166	0,903
5	-1,692	-2,040	-1,759	-1,486	-0,780	-0,458
6	-0,623	-1,295	-2,021	-2,484	-2,782	-2,959
7	-2,254	-1,082	0,210	1,088	1,672	1,818
8	-3,690	-3,072	-2,574	-2,160	-1,533	-1,131
	Июль					
1	-0,621	0,138	0,234	0,280	0,226	0,151
2	0,777	0,274	0,019	-0,019	-0,042	-0,151
3	-4,230	-0,784	0,007	0,293	0,311	0,243
4	-5,522	-4,751	-2,465	-1,023	-0,227	0,397
5	-1,277	-1,234	-1,155	-1,081	-1,004	-0,961
6	2,508	2,485	2,128	1,816	1,562	1,375
7	3,066	1,760	0,556	0,080	-0,128	-0,220
8	-3,293	-2,551	-1,754	-1,190	-0,734	-0,529
9	5,428	4,577	2,713	1,549	0,828	0,555
10	6,996	4,322	2,398	1,736	1,227	0,741
11	10,028	7,750	4,150	2,119	1,160	0,525
	Октябрь					
1	2,522	1,952	1,221	0,668	0,032	-0,511
2	1,881	2,432	2,864	3,063	3,158	3,082
3	-2,536	-1,258	-0,591	-0,277	0,053	0,247
4	5,345	4,228	2,887	1,949	1,058	0,571
5	-0,001	-0,033	-0,097	0,006	0,055	0,090
6	-4,666	-3,961	-3,414	-3,044	-2,581	-2,254
7	-3,448	-2,200	-0,761	0,477	2,482	4,162
8	-0,485	-0,917	-1,448	-1,931	-2,904	-3,816
9	1,786	2,401	3,235	4,143	5,870	7,330
10	5,575	4,798	4,754	4,201	3,571	3,738

Меридиональная циркуляция над северным полушарием в январе характеризуется максимальным развитием в районе внетропических широт и слабостью в тропической зоне. В высоких и умеренных широтах она отражает интенсивный воздухообмен в системе мощных барических ложбин над континентами и гребней над океанами и выражается в формировании нескольких центров, которые чередуются вдоль широтных кругов, северных и южных потоков.

В качестве примера на рис. 5.18 представлены вертикальные профили меридиональной составляющей скорости ветра в слоях 700-200 гПа и 200-20 гПа для января и июля.

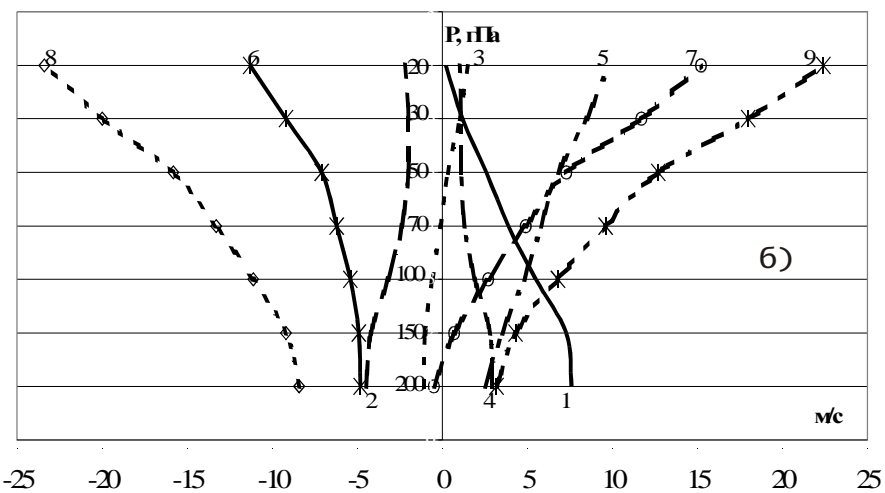
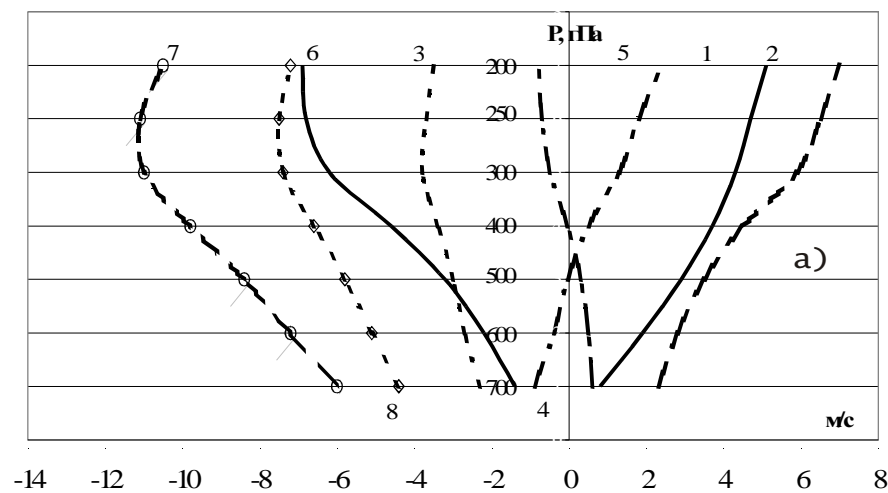
Как следует из рис. 5.10 в январе, над районом Западной Сибири в тропосфере (до уровня 450 гПа) отмечаются небольшие скорости южной составляющей, а выше (4-й кластер) – северной. В районе Восточной Сибири преобладают северные ветры, скорости которых в тропосфере растут с высотой от 1,4 м/с на 700 гПа до 6,9 м/с на 200 гПа (6-й кластер), а восточнее 100° в.д. скорость северной составляющей изменяется от 6,0 на нижнем до 10,5 м/с на верхнем тропосферном уровне.

Меридиональная составляющая скорости ветра зимней стратосферы характеризуется 9-ю кластерами (рис. 5.14 и табл. 5.5).

Как следует из рис. 5.14, над Западной Сибирью в январе преобладают северные потоки со скоростями 3,5 - 0,2 м/с и только выше 70 гПа отмечаются южные ветры (3-й кластер, рис. 5.18 б).

Летом (рис. 5.16) меридиональная неоднородность термобарического поля в стратосфере обусловлена формированием приполюсной области тепла и сохранением низких температур в приэкваториальном поясе. Поле ветра выражает циркуляцию в системе обширного антициклона, центр которого располагается над географическим полюсом. Параллельность изотерм и изогипс стратосферного антициклона широтным кругам (рис. 3.9) и отсутствие четко выраженных гребней порождают минимальные

Январь



Июль

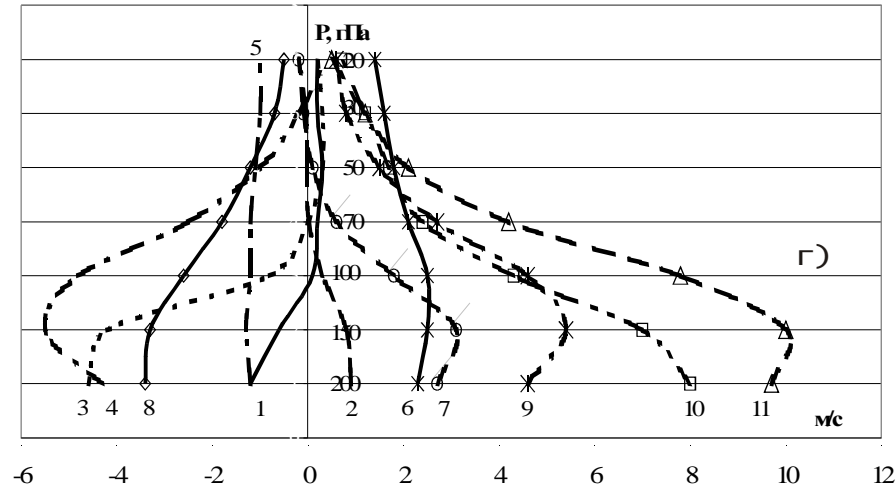
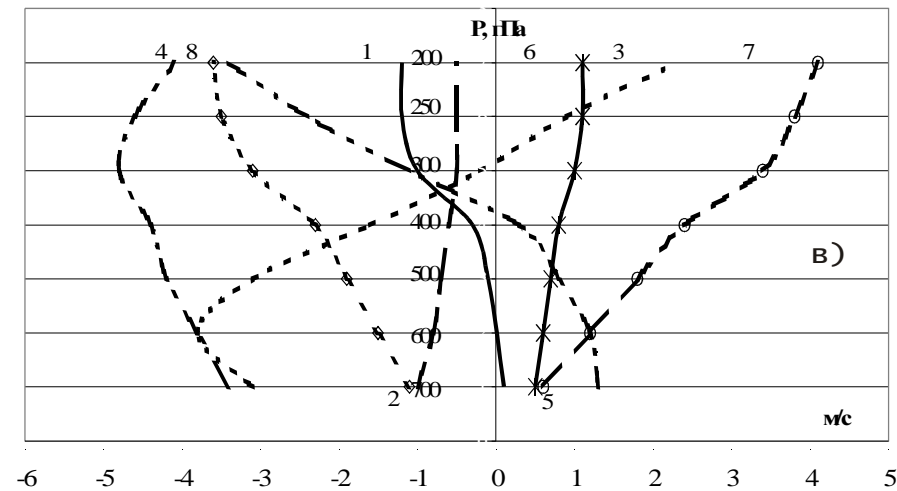


Рис. 5.18 – Меридиональная составляющая скорости ветра (м/с) в слое 700-200 гПа (а, в) и в слое 200-20 гПа (б, г).

отклонения циркуляции от зональной и не приводят к развитию меридиональных движений. Поле меридиональной составляющей в июле характеризуется очень слабыми скоростями (рис. 5.18 в, г).

Заключение. Полученные карты кластеров вертикальных профилей зональной и меридиональной составляющих скорости ветра иллюстрируют основные закономерности распределения ветра в свободной атмосфере от 700 до 20 гПа. Поскольку западная и восточная составляющие зонального движения являются мерой циркуляции вокруг Земли по параллели и отражают индекс циркуляции в западно-восточном направлении, то полученные карты также могут быть использованы при изучении реальных движений в атмосфере Земли, в которой преобладает зональная циркуляция. Меридиональная составляющая ветра имеет значение для расчета переноса различных субстанций вдоль меридианов, а построенные карты могут найти широкое применение при решении многих практических и теоретических задач, касающихся изучения воздушных течений нашей планеты. Знание природы планетарных атмосферных движений и особенностей их вертикальной структуры поможет в изучении энергетического вклада различных слоев атмосферы в баланс климатической системы.

6 КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ПЕРИОДИЧНОСТИ В СОСТАВЛЯЮЩИХ СКОРОСТИ ВЕТРА В ТРОПО-СТРАТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

6.1 Методика исследования и характеристика исходного материала

6.1.1 Постановка задачи

Одной из главных задач метеорологии является изучение особенностей основных воздушных течений общей циркуляции атмосферы (ОЦА), от которых зависит формирование глобального климата. С одной стороны, общая циркуляция атмосферы порождается внешними астрономическими и геофизическими климатообразующими факторами, а с другой, ее основные черты определяются влиянием взаимодействий между отдельными звеньями климатической системы и поэтому ОЦА может рассматриваться как одна из характеристик состояния этой системы. Основные воздушные течения ОЦА служат механизмом межширотного обмена теплом и влагой, что в большой мере определяет формирование климата отдельных регионов и планеты в целом. С этой точки зрения общую циркуляцию атмосферы совершенно обосновано относят к внутренним климатообразующим факторам.

Недостаточные знания особенностей циркуляции атмосферы являются существенным препятствием для создания теории климата, позволяющей не только объяснить современное его состояние, но и разрабатывать методы климатических прогнозов различной заблаговременности с учетом антропогенных воздействий. По этой причине в 1979 году Всемирной Метеорологической Организацией была принята "Всемирная климатическая программа", одна из подпрограмм которой направлена на углубление знаний о глобальной атмосфере, как

об одной из звеньев климатической системы. Эта же задача была сформулирована в "Национальной климатической программе Украины", в которой предусматривалось проведение исследований стратосферных процессов и оценка их влияния на климат с целью организации комплексных наблюдений, моделирования и прогнозирования динамических, фотохимических и радиационных процессов в верхней атмосфере.

Одной из важных задач Национальной климатической программы является также разработка комплекса соответствующих статистических алгоритмов для анализа климатических данных.

Решение задач, изложенных в данной главе монографии, имеют непосредственное отношение к вышеуказанным научным проблемам.

Крупномасштабные звенья общей циркуляции атмосферы, такие как преобладающая зональная циркуляция в тропосфере и стратосфере средних и высоких широт, циркуляция в тропической зоне, муссонная циркуляция представляют некоторую осредненную картину воздушных течений в плотных слоях атмосферы. Они не учитывают наблюдающихся в ней периодических колебаний скорости ветра, имеющих различные временные масштабы. В исследованиях, проводимых в последние десятилетия, периодическим колебаниям скорости ветра уделяется большое внимание.

В работах, которые относятся к этой проблеме (обзор их будет представлен в соответствующих разделах монографии), показано, что скорость течений в тропосфере и стратосфере испытывает периодические колебания с широким спектром временных масштабов – от межгодовых до масштабов в несколько месяцев и недель. Последние из них отождествляются с волнами Кельвина-Гельмгольца. Преобладающее число этих работ относится, в основном, к тропической зоне. Большой интерес к тропическим широтам понятен. Он вызван тем, что

тропическая зона играет большую роль в формировании глобальных атмосферных процессов. Именно в тропическом поясе происходит накопление энергии, получаемой от Солнца, поскольку здесь ее приход превосходит потери в результате теплового излучения в космос.

Работы, посвященные исследованию периодичностей скорости ветра, обладают тем недостатком, что их результаты относятся либо к ограниченным районам, либо к отдельным слоям или уровням тропосферы или стратосферы. В этих работах, как правило, отсутствуют данные об энергетических характеристиках периодичностей, о межуровневых связях колебаний скорости ветра различных временных масштабов, крайне мало внимания уделяется периодичностям скорости ветра в умеренных и высоких широтах, особенно в стратосфере. Используемый при этом статистический аппарат в основном ограничивается каким-либо одним методом, часто без необходимых обоснований, что нередко ставит под сомнение достоверность полученных выводов.

Настоящая монография, на наш взгляд, в определенной мере устраняет ряд пробелов. Ее цель заключается в комплексном статистическом исследовании периодических колебаний зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в тропосфере и стратосфере (слой 5-55 км) над большим пространством, охватывающим северную часть западного полушария - Североамериканский континент. Район исследования выбран исходя из следующих соображений. Во-первых, периодические процессы, развивающиеся в атмосфере западного полушария, оказывают, как известно, большое влияние на формирование крупномасштабных атмосферных движений в северном полушарии вообще и в Европейском секторе, в частности. Во-вторых, в этом районе длительное время производятся систематические пуски метеорологических ракет, сопровождающиеся радиозондированием атмосферы. Эти данные позволили сформировать представительные

эквидистантные временные ряды значений зональной и меридиональной составляющих скорости ветра для одиннадцати уровней, с разрешением по вертикали 5 км, охватывающих слой от 5 до 55 км.

Применение комплекса статистических методов позволило с заданной вероятностью выявить спектры возможных периодических колебаний циркуляционного режима в тропо-стратосфере в целом и выделить те из них, на которые приходится преобладающая доля суммарной дисперсии составляющих скорости ветра в отдельных сдоях тропосферной и стратосферной циркуляции. А также исследовать статистическую структуру периодических колебаний составляющих скорости ветра различных временных масштабов и определить характер взаимосвязи между периодическими компонентами скорости ветра в различных слоях атмосферы.

6.1.2 Характеристика исходной информации

Исходной информацией явились данные ракетного- и радиозондирования атмосферы для пяти пунктов Североамериканского континента, на основе которых были сформированы эквидистантные временные ряды с недельной дискретностью за 11-летний период. Этот период относится к 20-му циклу солнечной активности, который, как и большинство других циклов, характеризуется умеренным ее проявлением. Если принять гипотезу о влиянии солнечной активности на процессы в верхней атмосфере (подтверждающие факты содержатся в ряде работ по солнечно-земным связям), то можно сделать вывод, что наблюдавшиеся в этот период особенности воздушных течений являются наиболее типичными для режима ОЦА в целом. Поэтому, представленные в монографии выводы, как нам представляется, могут быть распространены и на другие районы северного полушария.

Сеть ракетного зондирования США представлена в табл. 6.1.

Таблица 6.1 – Перечень пунктов ракетного- и радиозондирования атмосферы, используемые в исследовании

Номер пункта	Название пункта	Координаты		Длина ряда	Кол-во уровней
		широта с.ш.	долгота з.д.		
1	Острова Воллоп	37°50'	75°29'	528	11
2	Форт Черчилл	58°44'	93°49'	528	7
3	Уайт Сэндз	32°23'	106°29'	480	11
4	Форт Шерман	9°20'	80°00'	384	11
5	Мыс Канаверал	28°27'	80°32'	528	11

Временные ряды зональной и меридиональной составляющих скорости ветра были сформированы с интервалом в одну неделю на 11-ти уровнях тропосферы и стратосферы: 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55 км для четырех пунктов ракетного зондирования и высот 25, 30, 35, 40, 45, 50 и 55 км для пункта Форт Черчилл. Исходя из дискретности данных каждый месяц был задан 4-мя неделями, а каждый год – 48 неделями. Дискретность данных о ветре по вертикали определялась следующими соображениями.

Как наказано в работе [23], вертикальная корреляционная связь между одними и теми же составляющими скорости ветра падает с высотой. Это особенно характерно для зональной компоненты скорости ветра в тропической зоне и для меридиональной ее составляющей во всех широтных зонах, так что при масштабах высоты, превышающих 5 км, межуровенные коэффициенты корреляции становятся незначительными. Требование взаимосвязи между составляющими скорости ветра на соседних высотах представляется естественным, если иметь в виду, что одной из задач исследования является рассмотрение особенностей распространения по вертикали периодических компонент скорости ветра.

Важным является вопрос о возможности объединения ракетных и радиозондовых измерений скорости ветра в каждом отдельном случае для построения вертикального профиля скорости ветра в слое 5-55 км.

Измерение скорости ветра при ракетном зондировании атмосферы осуществляется путем радиолокационного слежения за спускаемой на парашюте головной частью метеорологической ракеты, на которой устанавливаются приемники давления и температуры воздуха. При этом, точность измерения скорости ветра (средняя квадратическая ошибка измерения) составляет 0,5-2,5 м/с [23, 66]. В диапазоне высот 80-60 км, когда скорость снижения головной части ракеты достаточно велика, точность составляет 2,5-1,5 м/с, а в слое 50-30 км точность увеличивается и принимает значения 1,0-0,5 м/с. Ниже 30 км она вновь быстро уменьшается из-за резкого уменьшения угловой высоты мишени. Поэтому, данные о ветре по ракетным измерениям брались от высоты 55 км (верхняя граница стратосферы) до высоты 30 км. Принцип наблюдения за скоростью ветра при радиозондировании атмосферы является аналогичным: производится слежение за радиозондом-мишенью с помощью радиолокатора. При этом точность измерения скорости ветра в слое 5-25 км также составляет 0,5-1,0 м/с [23, 66]. Изложенные выше обстоятельства дают возможность "состыковать" данные о ветре в слое 55-30 км, полученные при зондировании атмосферы с помощью ракет, с данными синхронного радиозондирования в слое 5-25 км и построить вертикальные профили составляющих скорости ветра, точность измерения которых практически одинакова во всем рассматриваемом слое атмосферы от 5 до 55 км.

Следует подчеркнуть, что для пункта Ф. Черчил имеются надежные данные только на 7-ми уровнях стратосферы, поскольку пуски метеорологических ракет не всегда сопровождались синхронными выпусками радиозондов. Три пункта зондирования (Форт Шерман, мыс

Канаверал и острова Воллоп) расположены на близких меридианах, что позволило рассмотреть широтные различия характеристик статистической структуры ветра. Наоборот, пункты мыс Канаверал и Уайт Сэндз располагаются на близких широтах, но находятся на значительных расстояниях по долготе.

6.1.3 Методика выявления скрытых периодичностей

Временные ряды метеорологических величин, как показали многочисленные исследования [67-70], содержат периодические компоненты, обусловленные волновой природой атмосферных процессов. Это свойство присуще и временным рядам скорости ветра в свободной атмосфере, где имеет место широкий спектр периодических колебаний. Их суперпозиция вместе с трендовой компонентой и случайной составляющей создают весьма сложную структуру временных рядов. Таким образом, приходится иметь дело со скрытыми периодичностями.

Существует ряд методов исследования скрытых периодичностей [71]. Одним из наиболее продуктивных для реализации на ПК является метод, основанный на интегральном преобразовании Фурье [56]. Он позволяет без каких-либо дополнительных исследований получить частоты, амплитуды и начальные фазы периодических компонент, скрытых во временной последовательности.

Временной ряд $x(t)$, заданный на интервале $t \in [-\tau, \tau]$, можно рассмотреть как кусочно-гладкую функцию времени. Такую функцию в соответствии с теоремой Дирихле [72] можно выразить суперпозицией простых гармоник:

$$x(t) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (6.1)$$

где

A_k – амплитуда k – той гармоники;

ω_k – её частота;

φ_k – начальная фаза.

Равенство (6.1) может быть переписано таким образом:

$$x(t) = \sum_{k=0}^{\infty} [a_k \cos \omega_k t + b_k \sin \omega_k t], \quad (6.2)$$

если обозначить

$$a_k = A_k \sin \varphi_k; \quad (6.3)$$

$$b_k = A_k \cos \varphi_k. \quad (6.4)$$

Из равенств (6.3) и (6.4) следует, в частности, что

$$\varphi_k = \arctg \frac{a_k}{b_k}. \quad (6.5)$$

Для кусочно-гладкой функции $x(t)$, заданной на бесконечном интервале, справедливо преобразование Фурье:

$$F(i\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt. \quad (6.6)$$

где $i = \sqrt{-1}$ – мнимая единица.

Временные ряды составляющих скорости ветра определены на конечном интервале и могут быть аппроксимированы таким образом:

$$x(t) = \begin{cases} x(t), \text{ при } t \in [-\tau, \tau]; \\ 0, \text{ при } |t| > \tau. \end{cases} \quad (6.7)$$

Для такой функции преобразование Фурье имеет вид:

$$F_{\tau}(i\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} x(t) e^{-i\omega t} dt. \quad (6.8)$$

Если использовать известную формулу Эйлера, то интеграл (6.8) можно представить в виде:

$$F_{\tau}(i\omega) = u(\omega) - iv(\omega), \quad (6.9)$$

где

$$u(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} x(t) \cos \omega t dt; \quad (6.10)$$

$$v(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} x(t) \sin \omega t dt. \quad (6.11)$$

Равенства (6.10) и (6.11) являются соответственно косинус- и синус-преобразованием Фурье функции $x(t)$, аппроксимированной выражением (6.7). Если частоты гармонических компонент, содержащихся в $x(t)$, не слишком близки, то $u(\omega)$ и $v(\omega)$ представляют собой кривые с резко выраженными пиками в точках $\omega = \omega_k$. Их величины приблизительно равны амплитудам чётной a_k и нечётной b_k составляющих периодического колебания с частотой ω_k , скрытого в процессе $x(t)$. На тех же частотах ω_k будут наблюдаться пики амплитуд $A_k = A(\omega_k)$, поскольку $a_k \approx u(\omega_k)$ и $b_k \approx v(\omega_k)$ и

$$A(\omega_k) = [u^2(\omega_k) + v^2(\omega_k)]^{\frac{1}{2}}. \quad (6.12)$$

С целью улучшения селективности преобразований (6.10) и (6.11) в них вводят "окна", которые уменьшают влияние значений $x(t)$, заданных вблизи границ интервала определения функции. Одним из таких "окон" является множитель Гиббса.

Таким образом, преобразования Фурье имеют вид:

$$u(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{\frac{2t}{\tau}} x(t) \cos \omega t dt; \quad (6.13)$$

$$v(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{\frac{2t}{\tau}} x(t) \sin \omega t dt. \quad (6.14)$$

Интегралы (6.13) и (6.14) вычислялись методом прямоугольников, для чего в отрезке $[-\tau, \tau]$ было взято $N=2m+1$ равноотстоящих точек, в каждой из которых было известно значение исследуемой функции.

Из-за ограниченности интервала и конечного числа точек задания функции, имеющейся информации недостаточно для определения параметров гармоник с периодом $T > 2\tau$ и $T < \frac{\tau}{m}$. Следовательно, минимально и максимально возможные гармоники, которые могут быть выявлены, имеют частоты, расположенные в интервале $[\omega_{\min}; \omega_{\max}]$ где

$$\omega_{\min} = \frac{\pi}{\tau}; \quad \omega_{\max} = \frac{m\pi}{\tau}. \text{ Интервал дискретности } \Delta\omega \text{ при численном}$$

интегрировании выбирался с учётом свойств множителя Гиббса. При его применении в селектирующих преобразованиях можно гарантировать, что влияние амплитуд соседних по частоте гармоник не превосходит 0,05 от амплитуды, если $\Delta\omega\tau \geq 4,5$ [71]. Из этого следует, что шаг при вычислении $u(\omega)$ и $v(\omega)$ определяется равенством:

$$\Delta\omega = \frac{4,5}{\tau}. \quad (6.15)$$

Периодичности, содержащиеся во временном ряду $x(t)$, определяются по пикам амплитуд $A(\omega)$ на периодограмме (амплитудно-частотной характеристике). На периодограммах существует ряд

малообеспеченных пиков, затрудняющих анализ. Для их устранения применяли фильтр Тьюкки [73]:

$$\tilde{A}(\omega_i) = 0.25A(\omega_{i-1}) + 0.5A(\omega_i) + 0.25A(\omega_{i+1}). \quad (6.16)$$

Определение периодичностей, характерных для процесса $x(t)$, основывалось на построении верхней доверительной границы амплитуд с заданной вероятностью при условии, что амплитуды подчиняются нормальному распределению. Периоды T_k гармоник ω_k , которые соответствуют пикам амплитуд, выходящим за верхнюю доверительную границу, отождествлялись с периодами гармонических колебаний, содержащихся в процессе $x(t)$. Для каждой из них находилась начальная фаза по формуле:

$$\varphi_k = \arctg \frac{u(\omega_k)}{v(\omega_k)}. \quad (6.17)$$

По начальной фазе можно найти точку h_k на оси времени, которая является началом колебания с помощью формул:

$$h_k = \begin{cases} \frac{\pi + \varphi_k}{2\pi} \cdot T_k, & \text{если } \varphi_k \leq 0; \\ \frac{\varphi_k \cdot T_k}{2\pi}, & \text{если } \varphi_k > 0, \end{cases} \quad (6.18)$$

где

φ_k – начальная фаза гармонического колебания в радианах;

T_k – период гармонического колебания в единицах времени,

который определяется по формуле:

$$T_k = \frac{2\pi}{\omega_k}. \quad (6.19)$$

6.1.4 Сглаживание временных рядов составляющих скорости ветра

Как и многие метеорологические величины, временные ряды составляющих скорости ветра представляют собой реализации нестационарных случайных процессов. Основной причиной этого является то, что под влиянием неодинакового количества приходящей к земной поверхности солнечной радиации на протяжении суток, сезона и года они приобретают суточный, сезонный и годовой ход. Многолетние изменения характера климатообразующих факторов приводят к образованию трендов – однонаправленных изменений метеорологических величин на протяжении длительного времени.

Временные ряды составляющих скорости ветра могут быть представлены в виде суммы детерминированной $\hat{x}(t)$ и случайной $x_3(t)$ компонент [74, 56]. В свою очередь, детерминированная компонента состоит из трендов $x_1(t)$ и периодической составляющей $x_2(t)$, характеризующей в зависимости от интервала дискретности временного ряда вековой, межгодовой, годовой, сезонный или суточный ход исследуемого процесса $x(t)$. Таким образом,

$$x(t) = x_1(t) + x_2(t) + x_3(t). \quad (6.20)$$

При правильном выделении детерминированной основы $\hat{x}(t)$, случайные компоненты могут рассматриваться как стационарные случайные приращения.

Детерминированная основа процесса исключается путём фильтрации (или сглаживания) исходного временного ряда [56, 74, 75].

Одним из операторов сглаживания временных рядов является скользящее осреднение, которое в общем виде может быть представлено

следующим образом:

$$\hat{x}(t_k) = \frac{1}{n} \sum_{i=k-\frac{n}{2}}^{k+\frac{n}{2}} \alpha_i x(t_i), \quad (6.21)$$

где

α_i - весовой множитель;

n - количество точек, по которым проводится сглаживание:

$$k = 1 + \frac{n}{2}; 2 + \frac{n}{2}; \dots; N' + \frac{n}{2};$$

$$N' = N + (n - 1);$$

N – число членов ряда.

Если в равенстве (6.21) $\alpha_i = 1; \forall i = \overline{1, n}$, то оператор сглаживания определяет простое скользящее осреднение, в котором всем точкам приписывается одинаковый вес.

В настоящей работе использовался более корректный фильтр, содержащий тригонометрический весовой множитель:

$$\alpha_i = 1 + \text{Cos} \frac{2\pi(k-i)}{n}. \quad (6.22)$$

Кроме вида весового множителя, результат фильтрации процесса $x(t)$ зависит от числа точек, по которым выполняется сглаживание:

$$n = \frac{\tau}{\Delta t}, \quad (6.23)$$

где

Δt - интервал дискретности ряда;

τ - период сглаживания.

В работе [56] показано, что для выделения из исходного временного ряда детерминированной основы необходимо, в зависимости от свойств представляемого процесса, выбрать длину отрезка сглаживания, которая

соответствовала бы периоду гармонического колебания, присущего этому процессу.

Автором предварительно было проведено сжатие исходной информации с помощью компонентного анализа по методике, изложенной в работах [56, 63]. Полученные результаты разложения исходных рядов по естественным ортогональным функциям позволили подчеркнуть следующее.

Во-первых, рассмотренные главные компоненты содержат в себе основную информацию об особенностях статистической структуры вертикальных профилей составляющих скорости ветра в целом в слоях тропосферной и стратосферной циркуляции, представляющие собой крупномасштабные части общей циркуляции атмосферы в тропической зоне и средних широтах северного полушария [62]. Во-вторых, выявленные периодические компоненты свидетельствуют о том, что они свойственны зональной и меридиональной составляющим скорости ветра в этих слоях атмосферы по крайней мере на большей части уровней. Отсюда вытекает задача установления характеристик периодичностей составляющих скорости ветра на каждом пятикилометровом уровне в пунктах радио- и ракетного зондирования атмосферы рассматриваемого района. Тогда появится возможность путем анализа начальных фаз гармоник оценить особенности распространения по вертикали периодических колебаний тех или иных временных масштабов. В-третьих, компонентный анализ позволил определить для каждого из слоев тропосферной и стратосферной циркуляции, и для каждой составляющей скорости ветра главные колебания. Это, с другой стороны, является основанием для установления периода сглаживания временных рядов составляющих скорости ветра.

С помощью изложенных методов статистического анализа нестационарных временных последовательностей была возможность

получить важные характеристики статистической структуры временных рядов составляющих скорости ветра.

6.2 Общая характеристика периодических колебаний составляющих скорости ветра

В Одесском государственном экологическом университете проводятся научные исследования периодических колебаний основных климатических параметров, в том числе и составляющих скорости ветра на базе комплексного статистического подхода с целью выявления спектров всех возможных периодических колебаний циркуляционного режима в плотных слоях атмосферы северного и южного полушарий.

Изучение характера связей амплитуд колебаний, их начальных фаз с высотой и распределение последних в атмосфере Земли позволяет получить представление об особенностях распространения по вертикали периодичностей скорости ветра различных масштабов в слоях тропосферной и стратосферной циркуляции от 5 до 55 км.

Как известно [76], по циркуляционным признакам всю атмосферу можно разделить на три главные области: область тропосферной циркуляции – от земной поверхности до примерно 24 км, область стратомезосферной циркуляции – от 24 до 80-85 км и область ионосферной циркуляции – выше 80-85 км.

Исходные временные ряды зональной и меридиональной составляющих скорости ветра подвергались, прежде всего, фильтрации с помощью преобразования Фурье, усиленного множителем Гиббса, с целью выявления скрытых в этих рядах периодичностей. Периодические компоненты составляющих скорости ветра определялись на амплитудно-частотных характеристиках исследуемых процессов по всплескам амплитуд, выходящих за пределы односигмовой и двухсигмовой верхних

доверительных границ, что, как известно, обеспечивает вероятность $p=0,68$ и $0,95$. В результате этого на каждой из высот были идентифицированы, присущие составляющим скорости ветра, спектры периодических колебаний.

Анализ полученных периодичностей будет проведен в соответствующих разделах этой монографии. Все они в соответствии с классификацией [77] относятся к крупномасштабным элементам общей циркуляции атмосферы. Существуют и другие подходы к классификации по масштабам колебаний метеорологических величин. А.С. Монин [78], например, относит к короткопериодным колебаниям атмосферной циркуляции даже те, которые принадлежат к межгодовым – с периодом несколько лет. Длиннопериодными колебаниями он считает внутривековые, межвековые, а также колебания, связанные с ледниковыми периодами плейстоцена, мидаля, рисса, выюрта и т.д.

Принимая за основу классификацию, рассматриваемую в работе [77], будем относить полученные периодичности к крупномасштабным особенностям общей циркуляции атмосферы, присущие ее зональной и меридиональной ветвям. Их условно разделим на три класса колебаний: длиннопериодные, среднепериодные и короткопериодные. К первому из них будем относить колебания с периодом полгода и более, ко второму – с периодом от одного месяца и до полугода, к третьему – колебания, имеющие период менее одного месяца. Указанные короткопериодные колебания составляющих скорости ветра в зависимости от их временных (или линейных) масштабов относят либо к волнам Кельвина-Гельмгольца, либо к Россби-гравитационным волнам [77, 78]. Среднепериодные и длиннопериодные колебания скорости ветра можно называть волнами лишь условно. Действительно, даже колебания Маддена-Джулиана с периодом 30 суток, если принять сравнительно небольшую среднюю скорость переноса (например, 15 м/с), будут иметь такой линейный

масштаб, который значительно превысит длину окружности Земли даже в экваториальной плоскости. Таким образом, такие колебания нельзя отождествлять с двумерными атмосферными волнами, характеристики которых обычно устанавливают, используя модуль скорости ветра. Они, как уже указывалось, представляют собой особенности, присущие зональному и меридиональному ветрам как крупномасштабным ветвям общей циркуляции атмосферы.

Различные гипотезы, в которых делаются попытки объяснить причины возникновения тех или иных колебаний составляющих скорости ветра, широко обсуждаются в современной специальной литературе. Обзору основных из них будет отведено определенное место в разделах этой главы монографии.

6.3 Внутрисезонные колебания скорости ветра

К внутрисезонным колебаниям скорости ветра относятся колебания среднепериодные (с периодом от одного до шести месяцев), а также короткопериодные (период менее одного месяца). Среднепериодные колебания скорости ветра прослеживаются в значительных по вертикали слоях атмосферы, имеют довольно устойчивый период и значительную амплитуду [2]. По средним значениям амплитуд и периодов, как показано в работах [69, 79, 80], можно оценить интенсивность и частоту колебаний значений составляющих скорости ветра над некоторым пунктом. Это является в определенном смысле статистическим прогнозом, который может использоваться в теории и практике долгосрочного прогноза как дополнение к другим приемам прогнозирования. Именно в интересах исследования этих особенностей циркуляции атмосферы и получения прогностических рекомендаций в последние десятилетия был проведен большой круг исследований внутрисезонных колебаний в атмосфере.

Особенно большой интерес к среднепериодным колебаниям скорости ветра был проявлен после обнаружения в 1971 году Мадденом и Джулианом [81] циркуляционных ячеек с 40-50 дневной цикличностью в верхней тропосфере, движущихся в восточном направлении вдоль экватора, с которыми связаны очаги конвективной деятельности. Более поздние исследования показали [77, 82-90], что в верхней тропосфере тропических широт имеют место колебания с периодом 30-60 суток зонального ветра, дивергенции, интенсивности тропической конвекции, обнаруживаемой по полю уходящей радиации. Аналогичные колебания геопотенциала и температуры в экваториальном районе обнаружены в нижней тропосфере [91]. Установлена их тесная связь с колебаниями зонального ветра. Спектральные моды, относящиеся к периоду 45 суток, были выделены в поле геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа в южном полушарии [92]. Обнаружены тропические и внетропические взаимодействия, связанные с 30-60 дневными колебаниями в отклонениях функций тока от среднеширотных значений на уровнях 850 и 150 гПа [93]. В работе [94] показано, что колебания геопотенциальных высот с периодом 30-60 суток в южном полушарии проявляют характеристики семейства квазистационарных волн, располагающихся в слоях от 850 до 100 гПа и перемещающихся на восток по эллиптической траектории, берущей начало в низких широтах южного полушария над Индийским океаном и заканчивающейся у 70° з.д. вблизи Антарктиды. Обнаружены связи аномалий циркуляции в тропической зоне северного полушария с 30-60 суточными колебаниями глобально-осредненного момента количества движения [95]. Наличие волновых колебаний скорости зонального ветра с периодами 23-60 дней было установлено в процессе Экваториального волнового эксперимента, проведенного в Индии путем запуска зимой 1986 года 45 метеорологических ракет, что позволило иметь регулярные сведения о вертикальном профиле ветра в слое от 1 до 60 км [96].

Выявлены две зоны усиленной волновой активности, одна из которых находится в тропосфере, а вторая – в стратосфере на высоте 46 км.

С целью детального изучения особенностей 30-60 суточных колебаний скорости ветра был проведен ряд численных экспериментов с помощью гидродинамических моделей [97-99]. В работе [100], например, на спектральной модели циркуляции Национального центра атмосферных исследований США показано, что характер периодических колебаний скорости ветра зависит от вертикальной локализации источника тепла. Если тепловой источник находился вблизи изобарической поверхности 300 гПа, то в модели возникают 26-дневные колебания, тогда как источник тепла, расположенный на уровне 750 гПа, генерирует колебания с периодом 52 дня. Если источник тепла располагается между поверхностями 500 и 300 гПа, то отмечаются 30-дневные колебания.

С помощью двухуровневой модели Индийского метеорологического центра с включением простой параметризации облачной конвекции установлено распространение к северу 30-50-дневных колебаний интенсивности муссонной циркуляции в области индийского муссона, которое контролируется в основном зональным профилем ветра и нагреванием [101]. На основе численных экспериментов на модели общей циркуляции атмосферы университета штата Флорида проводилось изучение роли неадиабатических источников тепла в формировании 30-60-дневных колебаний в атмосфере [102]. В отличие от других численных экспериментов здесь зона конвекции в тропической области не перемещалась к востоку. При этих условиях были получены 40-дневные колебания и без сильного неадиабатического нагревания в нижней тропосфере.

Значительный интерес представляет работа [103], в которой сравниваются численные эксперименты, полученные в Европейском центре среднесрочных прогнозов с экспериментами, основанными на

других трех моделях общей циркуляции атмосферы: модели Годдардовской лаборатории атмосферных наук, Лаборатории атмосферных наук Годдардовского университета и модели Калифорнийского университета. Модели включают радиацию, конвекцию и процессы, протекающие в пограничном слое. Все модели воспроизводят распространение колебаний в течение 30-60 дней в тропическом дивергентном потоке верхней тропосферы к востоку. Преобладают при этом колебания меридионального ветра. Периоды низкочастотных колебаний, возбуждаемых в модели в зависимости от структуры вертикального профиля конвективного нагревания, могут меняться от 20 до 50 дней [104]. "Быстрая" волна (период 20 дней) возбуждается, когда максимум конвективного тепла располагается выше изобарической поверхности 500 гПа, а "медленная" волна (период 50 дней), когда максимум нагревания расположен между поверхностями 500 и 700 гПа. Поскольку глубокая конвекция привязана к ограниченным районам тропиков, а 30-60 суточная волна бежит вокруг Земного шара, были исследованы и другие возможные источники ее поддерживающие. Оказалось, что существенным является механизм взаимодействия между атмосферой и поверхностью океана. Он особенно важен в восточных частях океанов, где водная поверхность холодная и глубокая конвекция сильно подавлена.

Перечисленные экспериментальные исследования являются ярким подтверждением существования среднепериодных колебаний скорости ветра и других характеристик атмосферы. Однако эти эксперименты ограничены в основном высотами, относящимися к тропосфере. Стратосферным среднепериодным колебаниям посвящено лишь небольшое число работ [89, 93, 94, 96], которые, однако, проясняют их особенности далеко не в полной мере.

Проведенный автором статистический анализ временных рядов составляющих скорости ветра в тропо-стратосфере для пяти указанных пунктов ракетного зондирования, расположенных в западном полушарии, подтверждает существование 1-2-месячных периодичностей скорости ветра, имеющих регулярный характер особенно для меридиональной компоненты. В зональной компоненте 1-2-месячные колебания наблюдаются на двух нижних уровнях, т.е. в тропосфере. Что касается стратосферы, то в зональной составляющей скорости ветра отчетливо проявляются 3-4-х месячные колебания, характерные особенно для средних и высоких широт. Колебания с периодом 3-4 месяца обнаруживаются практически на всех уровнях стратосферы и тропосферы в меридиональной составляющей скорости ветра. Кроме того, следует, что меридиональная компонента обладает более богатым спектром колебаний, чем зональная [108].

Короткопериодные колебания с периодом колебаний меньше одного месяца, которые в результате фильтрации временных рядов составляющих скорости ветра обнаружены как в тропосфере, так и в стратосфере низких, средних и высоких широт следует, по-видимому, идентифицировать как волны Кельвина. Волны Кельвина были обнаружены Уоллесом и Куоски [105] в нижней стратосфере тропической зоны. По мнению Холтона [34], их, как и смешанные Россби-гравитационные волны, имеющие период менее 10 суток, следует интерпретировать как гравитационные волны, возникающие в результате приспособления полей ветра и давления к долгопериодным крупномасштабным вариациям интенсивности тропической конвекции. В работе [80] показано, что волны Кельвина наблюдаются в западной части Тихого океана в слое 3-24 км не только в тропической зоне, но и в средних широтах, причем в зональном потоке они менее выражены, чем в меридиональном.

Волны Кельвина в меридиональном потоке наблюдаются во всем рассматриваемом слое атмосферы над исследуемым районом Северной

Америки. Исключение составляют высокие широты (Форт Черчилл), где волны Кельвина в стратосфере вообще отсутствуют. Короткопериодные колебания в зональной составляющей скорости ветра практически не проявляются, если не считать тропосферу и высоту 35 км в пункте Форт Шерман [2, 107].

В результате проведенного автором исследования слой атмосферы 20-30 км в северной половине западного полушария характеризуется минимумом кинетической энергии крупномасштабных движений в системе общей циркуляции атмосферы, что выражается минимальными значениями амплитуд выявленных внутрисезонных колебаний скорости ветра. Кроме того получено, что максимальные значения амплитуд таких волн приходятся на высоту 10 км, располагающуюся ниже оси субтропического струйного течения в области наибольших вертикальных сдвигов скорости ветра. Выше – амплитуды волн Кельвина резко убывают, поскольку их энергия, надо полагать, частично переходит в энергию среднего движения в области оси струйного течения, а также из-за того, что располагающиеся в верхней тропосфере и нижней стратосфере слои холодного воздуха, как указывается в работе [106], служат энергетическим барьером для длинных волн. Тепловые барьеры, однако, не могут служить абсолютным препятствием для проникновения энергии в более высокие слои атмосферы, но значительно ослабляют этот процесс.

Таким образом, слой 20-30 км характеризуется минимумом кинетической энергии. Это означает, что данному слою атмосферы свойственна наименьшая по сравнению с другими слоями изменчивость скорости ветра. Наряду с присущим этому слою максимуму термобарической энергии [106], это является благоприятным условием для образования в нем атмосферного волновода. Выше 30 км амплитуды волн Кальвина резко возрастают [2, 107].

6.4 Полугодовые и годовые колебания скорости ветра

Как показывают результаты проведенного статистического анализа временных рядов составляющих скорости ветра, полугодовая периодичность в зональной и меридиональной составляющих скорости ветра проявляется как в тропосфере, так и в стратосфере во всех широтных зонах. Полугодовые периодичности характеризуются большой достоверностью. Относящиеся к ним амплитуды превышают не только верхнюю доверительную границу, которая строилась в общем случае для вероятности $p=0,68$, но и верхнюю доверительную границу, определенную при вероятности $p=0,95$ [2].

Попытки объяснения причин возникновения полугодовых периодичностей в поле ветра относятся, в основном, к приэкваториальной области. В работах Гопкинса [109] и Рида [110] указывается, что западные ускорения полугодовых колебаний могут вызываться волнами Кельвина. Предполагается, что наиболее вероятным источником их возбуждения являются короткопериодные волны Кельвина, имеющие в нижней стратосфере малые амплитуды, поскольку длиннопериодные волны Кельвина резко затухают с высотой из-за ньютоновского выхолаживания. Механизм возбуждения восточной фазы полугодовых колебаний объясняется поглощением планетарных волн в зимней стратосфере вблизи критического уровня экваториальной области [11].

В работе [34] также указывается, что полугодовые колебания ветра в тропической стратосфере являются результатом совместного действия источников западного количества движения, обеспечиваемых волнами Кельвина, возбуждаемыми в тропической тропосфере, и осциллирующих источников восточного количества движения, которые обеспечиваются планетарными волнами, распространяющимися по вертикали и к экватору в стратосфере зимнего полушария и поглощающимися в окрестности

нулевых значений зонального ветра. Исследования Линдзена [112] показывают, что на возникновение полугодовых периодичностей скорости ветра в верхней тропосфере и нижней стратосфере может оказывать большое влияние изменение от зимы к лету положения и интенсивности субтропического струйного течения.

Несмотря на то, что полугодовые периодические колебания составляющих скорости ветра наблюдаются практически во всем 55-километровом слое атмосферы и во всех широтных зонах, а не только в тропической и субтропической зонах, как утверждается в перечисленных выше работах, имеют место существенные широтные особенности распределения по высоте их амплитуд. В тропической зоне и в средних широтах имеет место слой атмосферы, в котором полугодовые колебания зональной компоненты либо полностью отсутствуют, либо характеризуются незначительной амплитудой (Уайт Сэндз). Например, в приэкваториальной зоне (Ф. Шерман) такой слой простирается от 25 до 30 км, в субтропической зоне (м. Канаверал) полугодовые колебания проявляются в стратосфере, начиная с высоты 25 км, в средних широтах (о-ва Воллоп) слой с отсутствием полугодовой периодичности имеет границы выше 15 км и ниже 25 км. Другой особенностью полугодового колебания является сравнительно небольшие его амплитуды в тропосфере (1-3 м/с). В стратосфере, начиная с высоты 20-25 км (этот слой принято называть велопаузой), в тропиках – с высоты 35 км амплитуда полугодового колебания быстро растет с высотой, достигая в верхней стратосфере значений 3-6 м/с в средних и высоких широтах, и 9-11 м/с – в низких широтах.

Амплитуда полугодовой периодичности меридиональной компоненты скорости ветра мало меняется с высотой, причем в субтропической зоне (Уайт Сэндз и м. Канаверал) эта периодичность свойственна всей стратосфере. В более высоких широтах обнаруживается

слой атмосферы, в котором полугодовая периодичность на амплитудно-частотных характеристиках с принятой для ее идентификации вероятностью, не обнаруживается. В средних широтах (о-ва Воллоп) это высота 30 км, в северных широтах – 45 км [2].

Колебания зональной и меридиональной составляющих скорости ветра с периодом в один год отчетливо проявляются на всех высотах тропосферы и стратосферы во всех рассматриваемых районах Северной Америки [2]. Особенно четко они реализуются в зональной компоненте. Амплитуды годовой периодичности зональной составляющей скорости ветра колеблются в широких пределах в зависимости от высоты и широты. Лишь в приэкваториальной зоне амплитуды годовой периодичности изменяются в незначительных пределах (3-5 м/с). В субтропической зоне и в средних широтах в тропосфере амплитуда колебаний растет до уровня тропопаузы, затем уменьшается, достигая минимума на высотах 20-30 км. Выше – амплитуда годовой периодичности зональной компоненты быстро возрастает с высотой. В этом слое стратосферы происходит увеличение амплитуды годовой периодичности с широтой от экваториальной зоны до широты, примерно, 30° , где, как известно, располагается ось субтропического струйного течения, затем уменьшается с широтой. Наибольший вертикальный градиент амплитуды имеет место в зоне, где они достигают максимальных значений, и составляет $1,0 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{км}^{-1}$. К северным широтам (Ф. Черчилл) и к тропической зоне (Ф. Шерман) вертикальные градиенты амплитуды годового колебания зональной компоненты уменьшаются до $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{км}^{-1}$.

Амплитуды, квазигодового колебания меридиональной компоненты скорости ветра значительно меньше амплитуд колебания зональной компоненты. Тем не менее, прослеживается тенденция их увеличения с высотой к верхней границе тропосферы и уменьшения к высотам 20-30 км [2].

Анализ вертикальных профилей амплитуд полугодовых и годовых периодических колебаний зональной и меридиональной составляющих скорости ветра показывает, что слой стратосферы от 20 до 30 км обладает интересной особенностью: в нем амплитуды колебаний скорости ветра во всех рассматриваемых районах достигают минимума, либо такие колебания с указанной вероятностью вообще не идентифицируются.

Рассматривая теорию колебаний земной атмосферы, Л.А. Дикий [106] показывает, что даже для гравитационных волн большая часть кинетической энергии принадлежит горизонтальной ее составляющей. Доля потенциальной (термобарической) энергии возрастает лишь у волн больших горизонтальных и малых вертикальных масштабов. Те из длиннопериодных колебаний имеют физический смысл, энергия которых сосредоточена в относительно нижних слоях атмосферы, т.е. в достаточной мере затухает с высотой до установленной в модели верхней границы. Энергия таких колебаний удерживается температурным расслоением атмосферы. Этот процесс выделяет те моды, которые совпадают с резонансными усилениями в задаче о вынужденных колебаниях атмосферы. В работе [106] было показано, что на высоте 30 км должен наблюдаться максимум термобарической энергии и минимум кинетической энергии. Высоте 50 км, наоборот, свойственен максимум кинетической энергии.

Рассмотренные вертикальные профили амплитуд крупномасштабных годовых и полугодовых колебаний составляющих скорости ветра свидетельствуют о том, что слой атмосферы от 20 до 30 км действительно характеризуется наименьшей кинетической энергией горизонтальных движений атмосферы. Это экспериментально подтверждает выводы Л.А. Дикого [106] о существовании в этом слое стратосферного волновода, в котором имеют тенденцию концентрироваться гравитационные волны. Амплитуды колебаний указанных выше масштабов резко возрастают к

высоте 50-55 км, что также подтверждает вывод Л.А. Дикого о наличии на этих высотах больших значений кинетической энергии горизонтальных движений воздуха.

Детальный анализ сглаженных временных рядов зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в целом показал, что их особенности в большой мере зависят от высоты (рассматриваемого уровня) и широты места. Выделим эти особенности для некоторых пунктов, применительно к различным высотам. Так, в приэкваториальной зоне (Ф. Шерман) годовая периодичность в детерминированной составляющей зональной компоненты на высоте 5 км полностью реализуется в восточном потоке, что, очевидно, обусловлено влиянием пассатной циркуляции. Высота 15 км является переходной между верхнетропосферным западным течением и восточным стратосферным течением. Последнее преобладает вплоть до верхней границы стратосферы.

С продвижением к более высоким широтам (м. Канаверал, Уайт Сэндз и о-ва Воллоп) годовая периодичность в детерминированной составляющей зонального ветра до высоты 15 км реализуется полностью в западном потоке. Начиная с высоты 20-25 км она охватывает и западную (в холодное время года), и восточную составляющую (в теплое время). Если в субтропических широтах минимумы достаточно глубоко "погружаются" в область отрицательных значений, то с дальнейшим увеличением широты годовые колебания все больше проникают в область положительных значений.

Годовая периодичность в сглаженных рядах меридиональной составляющей скорости ветра в приэкваториальной зоне реализуется преимущественно в южном потоке. В средних широтах до высоты 20-25 км преобладает северная (в холодное) и южная (в теплое полугодие) составляющие меридионального ветра. Выше 25 км наблюдается

преобладание южного потока. В высоких широтах (Ф. Черчилл) годовой ход детерминированной составляющей этой компоненты скорости ветра реализуется в отрицательной полуплоскости с высоты 25 км до 45 км, выше – максимумы начинают проникать в область положительных значений.

Энергетический вклад годовой периодичности в суммарную энергию всех гармоник в исследуемом диапазоне периодов от двух недель до двух лет оценивался по соотношению (6.24):

$$E_1 = \frac{A_1^2}{\sum_{i=1}^n A_i^2} 100\% , \quad (6.24)$$

где

E_1 и A_1 – соответственно доля энергии и амплитуда годового колебания;

A_i – амплитуда i -той гармоники.

Полученные результаты показывают, что в тропосфере субтропических и средних широт (м. Канаверал, Уайт Сэндз и о-ва Воллоп) на годовое колебание в зональном потоке приходится от 60 до 90% энергии. В стратосфере ее доля составляет 80-100%. Аналогичный эффект имеет место и в стратосфере высоких широт (Ф. Черчилл). В приэкваториальной зоне (Ф. Шерман) годовое колебание в зональной составляющей вносит преобладающий вклад (50-70%) лишь в верхней тропосфере и в средней стратосфере (слой 30-35 км), где вертикальный градиент амплитуды годового колебания равен нулю, а амплитуды достигают наибольших для этой зоны значений [2].

Доля энергии годового колебания в меридиональном ветре вносит сравнительно небольшой энергетический вклад в тропосфере средних широт и достаточно существенный в тропосфере приэкваториальной зоны. Он является также значительным в нижней стратосфере высоких широт

(Ф. Черчилл 55-73%) и в верхней стратосфере средних широт (о-ва Воллоп 53-66%). В этих слоях атмосферы наблюдаются относительно большие амплитуды годовой периодичности меридиональной составляющей скорости ветра. В более южных районах энергия годовых колебаний меридионального ветра невелика (преимущественно 10-30%) [2].

Такие особенности распределения по широтам в стратосфере энергии в меридиональном потоке обусловлены, надо полагать, стратосферными потеплениями, особенно теми из них, которые приводят к большим повышениям температуры в стратосфере, сопровождающиеся значительной меридиональной перестройкой поля геопотенциала в областях, расположенных выше 40° с.ш., а, следовательно и поля ветра.

Как свидетельствуют данные, представленные в работах [10, 113-119], в исследуемый период зимние стратосферные потепления проявлялись достаточно часто.

В работе [120] аналогичным образом определялся энергетический вклад годового колебания в зональном и меридиональном потоках в ряде пунктов Юго-Восточной Азии, широты которых близки к широтам рассматриваемых пунктов Северной Америки. В ней, к сожалению, исследовался лишь слой атмосферы до 25 км. Сравнения показывают, что в основном значения относительных энергетических вкладов годового колебания в этом слое атмосферы в восточном и западном полушариях находятся в достаточно хорошем согласовании. В пункте Кларк ($15^{\circ}10'$ с.ш., $120^{\circ}34'$ в.д.) на долю годового колебания в зональной компоненте приходится от 6 до 87%, в меридиональной – от 11 до 72%. В пункте Ф. Шерман, как указывалось выше, эти значения соответственно находятся в пределах 14-68% и 11-49%. В пункте Нейз-Фанчатодж ($28^{\circ}23'$ с.ш., $129^{\circ}33'$ в.д.) на годовое колебание зонального ветра приходится 76-96%, а меридионального – 4-42%. В пункте м. Канаверал, находящемся примерно на такой же широте, соответствующие величины находятся в пределах

85-100% и 14-46%. Наконец, в находящихся на близких широтах пунктах Татено ($36^{\circ}03'$ с.ш., $140^{\circ}08'$ в.д.) и о-ва Воллоп, энергетические вклады годового колебания зонального ветра лежат соответственно в пределах 59-88% и 63-100%, а меридионального ветра – 3-27% и 10-18%.

Как указывается в работе Е.М. Добрышмана [77], с точки зрения влияния астрономических факторов, тропическую область можно разделить на две части: экваториальный пояс, где доминирует полугодовой период притока тепла от Солнца (пункт Ф. Шерман находится именно в этой зоне) и собственно тропический, где преобладает годовой ход. С этой точки зрения в экваториальном поясе не должно быть сезонного хода в общепринятом смысле, а скорее есть "сезоны полугодия", т.е. в климатическом плане должны проявляться вариации метеорологических величин с полугодовым периодом. Как показано выше, колебания с полугодовым периодом имеют большое значение в районе Ф. Шерман, особенно в слое стратосферной циркуляции. Годовую периодичность, которая все же отчетливо проявляется в поле ветра, можно объяснить тем, что особенности крупномасштабных движений в тропической зоне не могут быть обусловлены только лишь действием полугодового периода притока солнечной энергии. Несимметричность материков и океанов в полушариях, а также особенности вращения Земли по орбите вокруг Солнца, вызывают нарушение симметрии крупномасштабных компонентов общей циркуляции атмосферы, что приводит к перетеканию масс воздуха, особенно в стратосфере, из одного полушария в другое, вторжению из зимнего полушария в летнее более холодного воздуха, а следовательно, и к общему ослаблению и усилению скорости зонального ветра с периодом в один год. Этот процесс находит подтверждение и в наличии годовой периодичности в главных компонентах меридиональной составляющей скорости ветра [62].

6.5 Квазидвухлетние колебания скорости ветра

Сведения о том, что в нижней стратосфере экваториальной зоны происходят колебания скорости ветра с периодом, близким к двум годам, были получены после Международного геофизического года, когда появилась возможность проанализировать данные о состоянии стратосферы на большом числе аэрологических станций за несколько лет. Колебания с таким периодом получили название квазидвухлетних периодичностей.

Циркуляционным аспектом квазидвухлетней периодичности ветра в экваториальной стратосфере посвящены работы Гинзбурга Е.И. [121, 122], Степанова Б.Е. [121, 122], Жигаловой Р.А., Федосеева А.Ф., Чернеги Г.А. [123], Кидияровой В.Г., Тарасенко Д.А. [24, 25], Щербы И.А. [25, 124, 125], Погосяна Х.П., Павловской А.А. [126], Бернстона А.Г., Дикого Л.А. [106] и многих других.

Существует ряд гипотез относительно причин формирования таких колебаний скорости ветра. Уоллесом и Холтоном [127] высказано предположение о том, что квазидвухлетние колебания обусловлены переносом количества движения к среднему движению вертикально распространяющимися Россби-гравитационными волнами и волнами Кельвина, поглощающимися на некотором критическом уровне.

В работе Линдзена и Холтона [128] на основе одномерной гидродинамической модели, которая схематически описывает высотно-временные вариации осредненного по широте среднего зонального течения в стратосфере вблизи экватора, получено, что радиационное подавление волн Кельвина и смешанных Россби-гравитационных волн может обеспечить соответственно западное и восточное ускорения среднего зонального ветра при квазидвухлетних колебаниях. Необходимым условием этого является наличие источников количества

движения, возбуждающих полугодовые колебания скорости ветра. Полугодовые колебания наблюдаются над западной частью Тихого океана вблизи Азиатского континента [129]. Они отчетливо проявляются над северной половиной западного полушария. Полугодовые колебания рассматриваются и в других работах [130-135].

Циркуляционным аспектам проявления квазидвухлетней периодичности ветра в экваториальной стратосфере посвящены также работы [122, 123, 125, 126, 136-139]. В работе [28] утверждается, например, что восточная фаза квазидвухлетнего цикла циркуляции самым тесным образом связана с восточной циркуляцией внетропических широт и с восточной составляющей полугодового цикла, которая в свою очередь обусловлена восточной циркуляцией умеренных широт летнего полушария. Западная составляющая этого цикла в большей степени связана с западной циркуляцией внетропических широт, чем с западной циркуляцией полугодового цикла. В других, из указанных выше работ, делаются попытки обосновать связь квазидвухлетней периодичности ветра в экваториальной стратосфере с двухлетними колебаниями температуры вод Северной Атлантики [137], с процессами блокирования в северном полушарии [136, 138], с влиянием солнечной активности [140, 141], а также реализацией энергии вращения Земли вокруг оси и нелинейностью взаимодействий в системе земля-атмосфера. Существуют также представления о связи квазидвухлетней периодичности с соответствующими колебаниями общего содержания озона [142-151]. Установлено, что индекс Добсона также испытывает периодические колебания, среди которых имеются и квазидвухлетние. В некоторых работах делаются попытки обоснования обнаруженных связей между квазидвухлетней периодичностью в экваториальной стратосфере и явлением Эль-Ниньо. В качестве возможного механизма такой взаимосвязи рассматривается глубокая тропическая конвекция [152-154].

Существование периодов в два года и более можно объяснить глобальными климатическими изменениями, которые порождаются периодичностью явления Эль-Ниньо в Тихом океане [155]. В годы проявления Эль-Ниньо преобладает зональная циркуляция над Северной Атлантикой, осуществляется смещение центров действия атмосферы (увеличиваются среднегодовые значения индекса Россби), а это в свою очередь приводит к смещению траектории циклонов над Европой зимой на северо-восток. Это приводит к уменьшению осадков над площадью водосбора, уменьшению расходов рек и увеличению солености.

Механизм модуляции проникающей конвекции, как указывается в работе [156], обусловлен тем, что в течение западной и восточной фаз квазидвухлетнего колебания в нижней стратосфере (слой 150-50 гПа) формируются контрастные значения вертикальных сдвигов ветра и статической устойчивости.

Несмотря на большое количество работ, связанных с исследованием квазидвухлетних колебаний скорости ветра, не освещенными оказались важные особенности этого явления. Во-первых, исследования осуществлялись лишь на некоторых фиксированных уровнях или в лучшем случае в ограниченной слое атмосферы; во-вторых, они относятся к отдельным районам, главным образом, к экваториальным широтам. Поэтому нет полной ясности в том, является ли квазидвухлетняя периодичность специфической особенностью ветра лишь для нижней стратосферы приэкваториальной зоны или для всей тропо-стратосферы вообще. В работе [126] высказываются предположения, что квазидвухлетняя периодичность ветра должна наблюдаться и в других широтных зонах, однако убедительных доказательств этого не приводится. Лишь в работе [161] показано, что над районами Юго-Восточной Азии и Дальнего Востока (Филиппины и Япония), квазидвухлетняя

периодичность проявляется в нижнем 25-километровом слое атмосферы не только низких, но и средних широт.

Как показывают исследования [59], продолжительность периодов с восточной и западной составляющими с высотой не остается постоянной. Средняя продолжительность периода первой из них с высотой возрастает с 9,8 месяца на поверхности 80 гПа до 15,3 месяца на поверхностях 15 и 10 гПа. Продолжительность периода с западной составляющей, наоборот, уменьшается с высотой с 16,8 месяца на поверхности 80 гПа, до 11 месяцев на поверхности 10 гПа. Средняя продолжительность квазидвухлетней периодичности колеблется в пределах от 24,9 до 26,3 месяца. В слое 23-24 км продолжительность как западной, так и восточной фаз составляет около 13 месяцев. Таким образом, этот цикл не строго двухлетний, и наблюдаются случаи нарушения чередования календарных характеристик цикла.

В более поздних работах [157, 158] также подтверждается наличие квазидвухлетней периодичности в климатических параметрах ОЦА. В работе [157] на основе методики исследования скрытых периодичностей с помощью интегрального преобразования Фурье во временных рядах среднемесячного атмосферного давления на территории левобережной Украины с вероятностью более 75% выявлены квазидвухлетние периодичности в феврале, мае, сентябре и ноябре. Автором [158] с помощью спектрального анализа во временных рядах индекса Северо-Атлантического колебания были выявлены квазидвухлетние колебания. Как известно Северо-Атлантическое колебание является значимой чертой низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции в северной части Атлантического океана. Под его влиянием осуществляется крупномасштабная перестройка основных термобарических полей в океане и атмосфере северного полушария [159, 160].

В работах [62, 162] показано, что анализ временных рядов обобщенных характеристик вертикальных профилей составляющих скорости ветра для слоев атмосферы 5-25 и 25-55 км – их главных компонент, дает основание заключить, что квазидвухлетняя периодичность – это специфическая особенность всей тропо-стратосферы (слоя 5-55 км) приэкваториальной зоны (Ф. Шерман). Она также проявляется и в средних широтах (о-ва Воллоп). Однако главные компоненты дают возможность судить о том, что то или иное свойство атмосферы относится к основным особенностям определенного слоя, но при этом затушевываются важные детали явления, характер его развития на различных уровнях. Поэтому обратимся к анализу результатов исследований статистической структуры непосредственно временных рядов зональной и меридиональной составляющих скорости ветра на каждом из рассматриваемых уровней тропо-стратосферы [2].

Как следует из проведенного нами исследования, квазидвухлетняя периодичность в зональной составляющей скорости ветра над ф. Шерман непосредственно выявляется с амплитудами, превышающими верхнюю доверительную границу при вероятности более 0.7, при фильтрации временных рядов с помощью преобразования Фурье на рассматриваемых уровнях, за исключением уровней 5, 35, 40, 45 и 55 км. В меридиональной составляющей она проявляется лишь на высоте 5 км.

Если опираться только на эти данные, то можно было бы сделать вывод, что в районе Форта Шерман (приэкваториальная зона) квазидвухлетняя периодичность скорости ветра имеет место только в тропосфере и нижней стратосфере. Однако более тщательный анализ показывает, что она охватывает весь слой атмосферы от 5 до 55 км. Такой вывод следует на основе анализа сглаженных временных рядов составляющих скорости ветра (детерминированных основ).

На рис. 6.1 в качестве примера приводится детерминированная основа зональной составляющей скорости ветра над районом Ф. Шерман на высоте 35 км, где с помощью Фурье-анализа квазидвухлетняя периодичность обнаружена не была. Сглаживание проводилось с периодом, соответствующим главному колебанию для этих высот, т.е. годовому периоду (48 недель), установленному на основе анализа структуры главных компонент вертикальных профилей зональной составляющей [62]. Однако при этом мы наблюдаем квазидвухлетнее колебание по всплескам амплитуд, проявляющимся через два года.

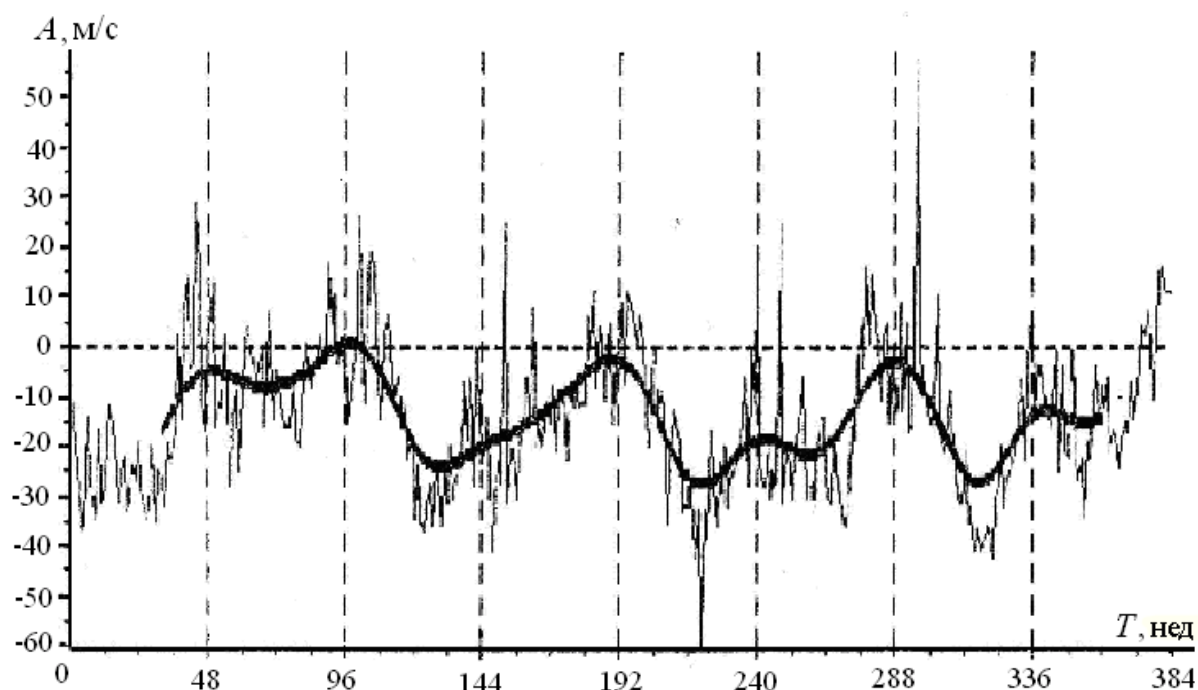


Рис. 6.1 – Временной и сглаженный ряды зональной компоненты скорости ветра на высоте 35 км (Ф. Шерман).

Интересным является тот факт, что в детерминированной компоненте меридиональной составляющей скорости ветра в районе Ф. Шерман квазидвухлетняя периодичность в каком-либо виде не проявляется. Таким образом, квазидвухлетняя периодичность представляет собой в приэкваториальной зоне, в основном, особенность только зонального ветра.

С переходом в тропическую область и далее в средние и высокие широты структура квазидвухлетней периодичности в зональной составляющей скорости ветра коренным образом меняется. Если в приэкваториальной зоне детерминированные основы зонального ветра являются гармоническими колебаниями с периодом два года, а Фурье-анализ позволяет выявить квазидвухлетние периодичности непосредственно, то в субтропиках (м. Канаверал и Уайт Сэндз), а также в средних (о-ва Воллоп) и высоких (Ф. Черчилл) широтах статистически значимые квазидвухлетние периодичности на амплитудно-частотных характеристиках не отмечаются вообще, а детерминированные основы имеют вид гармонических колебаний с периодом в один год. Однако следует обратить внимание на то, что амплитуды годового колебания не являются постоянными, а изменяют свое значение и в точке максимума, и в точке минимума через один год.

Если в отдельных случаях изменение амплитуды колебания зонального ветра проявлялись весьма отчетливо, то с увеличением широты этот процесс в определенной мере маскируется. С целью более тщательного анализа были построены вертикально-временные разрезы амплитуд годовых колебаний сглаженных значений зонального (рис. 6.2-6.4 и 6.7а) и меридионального (рис. 6.5, 6.6 и 6.7б) ветра. Они находились как разности компонент в точках максимума и минимума, принадлежащих одному и тому же году. Построение таких разрезов осуществлялось для пунктов м. Канаверал, Уайт Сэндз, о-ва Воллоп и Ф. Черчилл. Что касается пункта Ф. Шерман, то для него в построении подобных разрезов для зональной составляющей скорости ветра необходимости не было, поскольку квазидвухлетняя периодичность зонального ветра там отчетливо проявляется.

Как видно из рис. 6.2-6.7, поля изоплет амплитуд имеют вид чередующихся друг за другом с периодом около двух лет ложбин,

характеризующих увеличение амплитуд, и гребней, представляющих их уменьшение. Это дает основание утверждать, что, во-первых, квазидвухлетняя периодичность в зональном ветре имеет место не только в приэкваториальной зоне, но и в средних, и даже в высоких широтах. Однако она, во-вторых, не выражена в явном виде, как в приэкваториальной зоне, а проявляется в виде изменения с периодом примерно два года амплитуд годового колебания сглаженного зонального ветра.

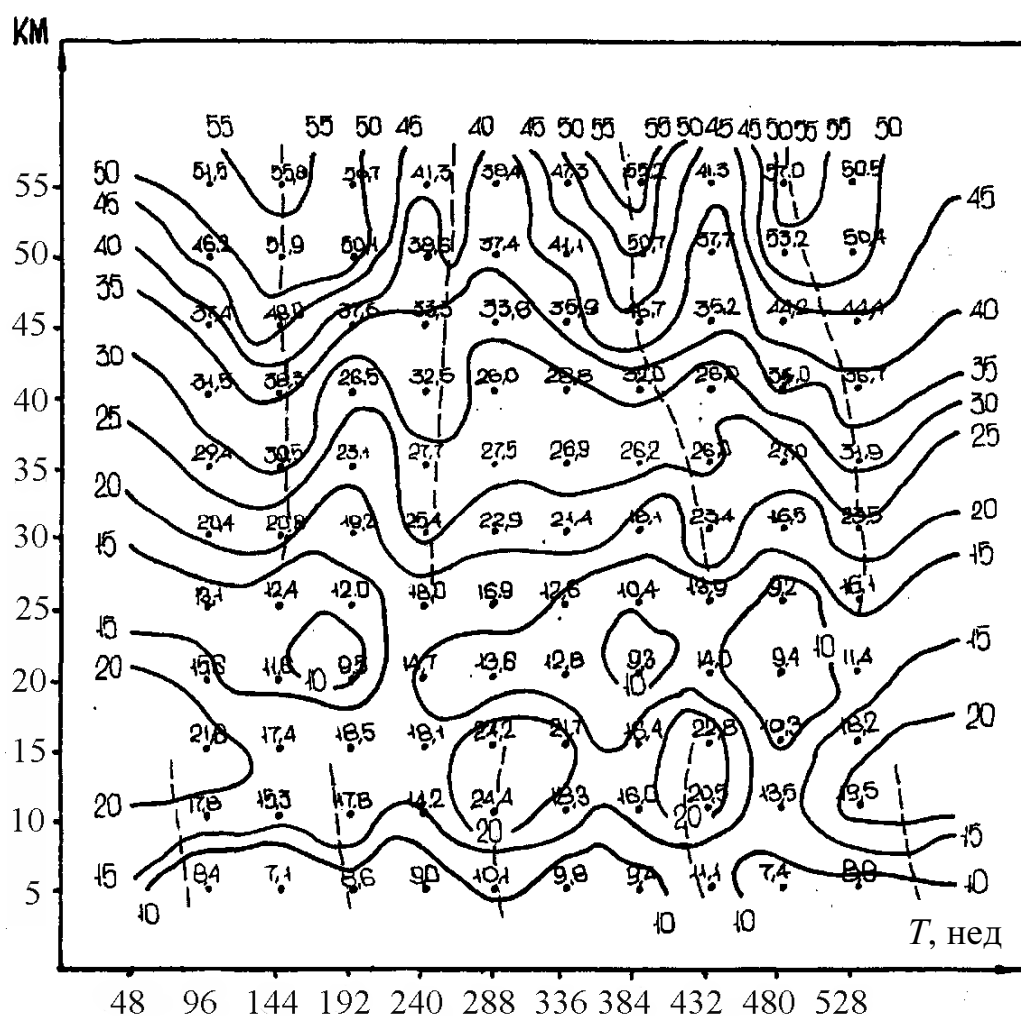


Рис. 6.2 – Высотно-временной разрез амплитуды годового колебания зональной составляющей скорости ветра (м. Канаверал).

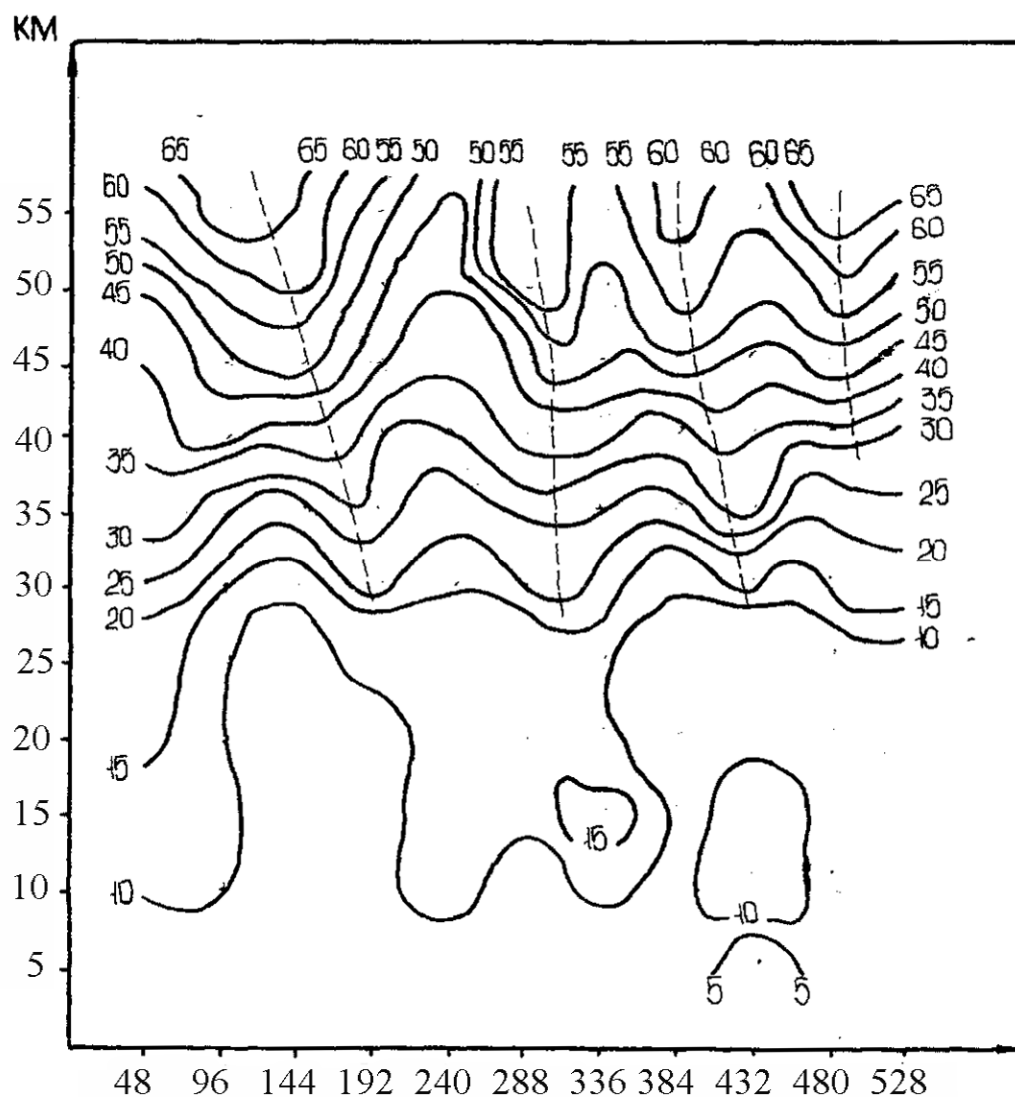


Рис. 6.3. – Высотно-временной разрез амплитуды годового колебания зональной составляющей скорости ветра (Уайт Сэндз).

В-третьих, создается впечатление о том, что квазидвухлетняя периодичность распространяется в стратосфере сверху вниз в субтропической зоне (м. Канаверал, Уайт Сэндз) и снизу вверх в средних (о-ва Воллоп) и высоких (Ф. Черчилл) широтах. В-четвертых, она лучше выражена в стратосфере выше 30-35 км. В западной же части континента (Уайт Сэндз) квазидвухлетняя периодичность в тропосфере вообще не

обнаруживается, что, по-видимому, можно объяснить влиянием Скалистых гор на циркуляцию атмосферы.

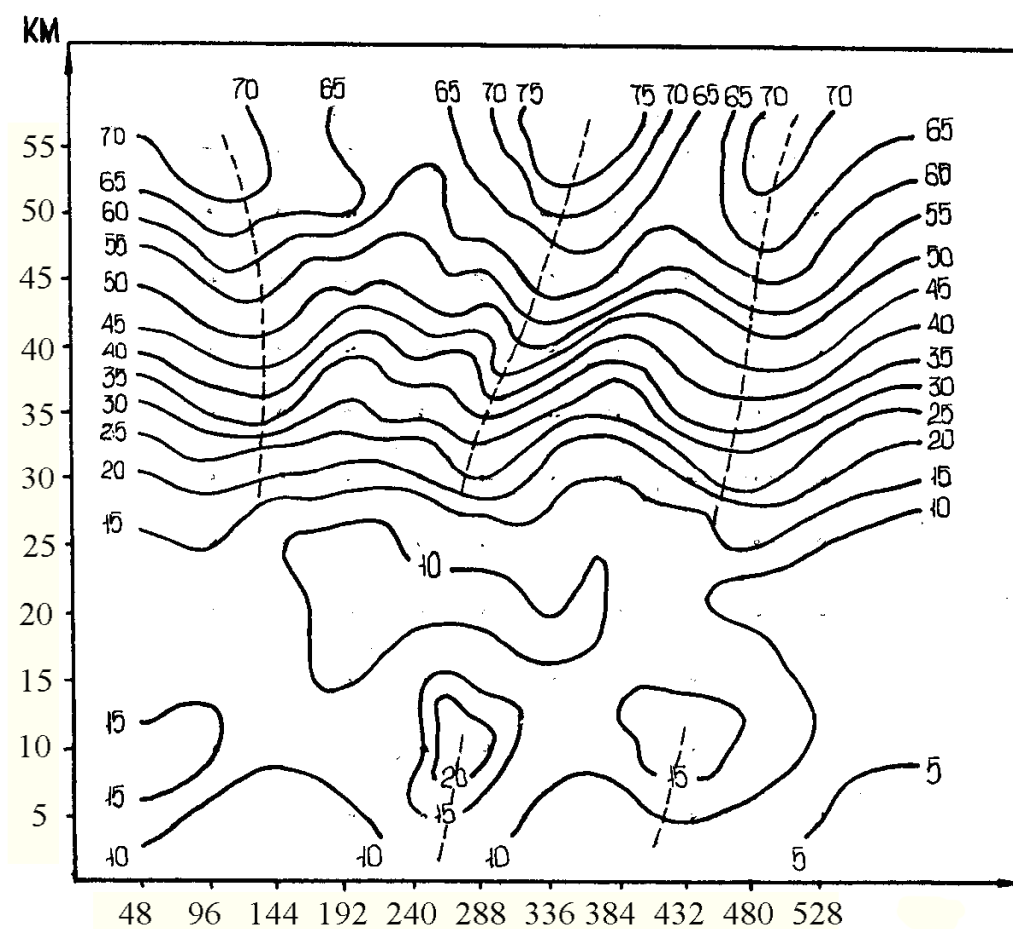


Рис. 6.4 – Высотно-временной разрез амплитуды годового колебания зональной составляющей скорости ветра (о-ва Воллоп).

Амплитуды годовой периодичности имеют сравнительно небольшие значения и в слое 20-30 км, который, как отмечалось выше, характеризуется малой изменчивостью всех крупномасштабных элементов общей циркуляции атмосферы. Поэтому нет уверенности в том, что в указанном слое квазидвухлетние периодичности имеют место.

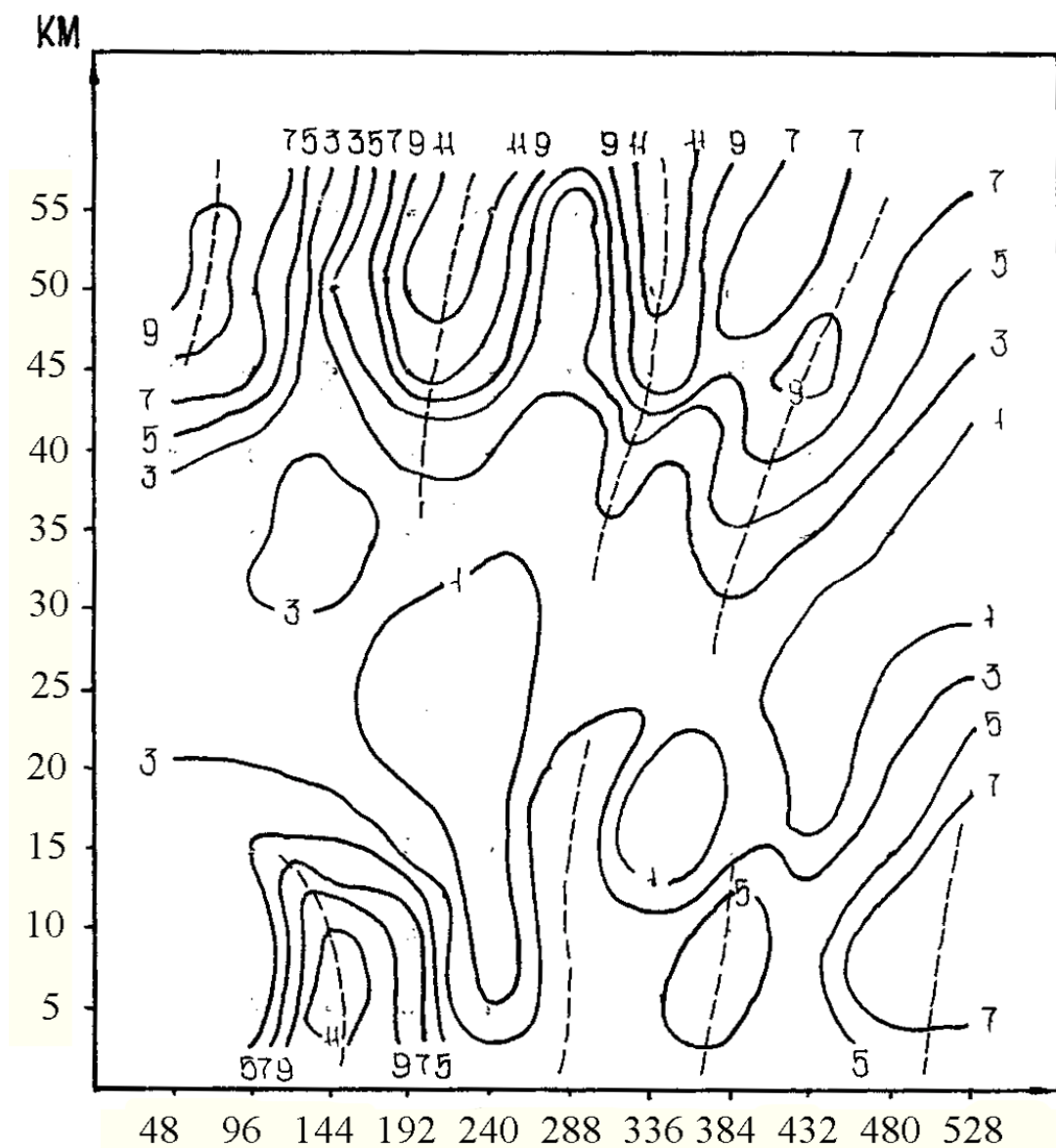


Рис. 6.5 – Высотно-временной разрез амплитуды годового колебания меридиональной составляющей скорости ветра (о-ва Воллоп).

Высотно-временные разрезы разностей амплитуд годовой волны для меридиональной составляющей скорости ветра представлены на рис. 6.5, 6.6 и 6.7б. Их анализ показывает, что в отличие от приэкваториальной зоны, в средних и высоких широтах квазидвухлетние колебания меридионального ветра отчетливо проявляются в слое атмосферы 35-55 км. Они имеют место и в тропосфере. В нижней стратосфере в слое от 20 до 30 км поле изоплет амплитуд годовых

колебаний в значительной мере размыто, и идентифицировать здесь квазидвухлетние колебания меридиональной компоненты также затруднительно.

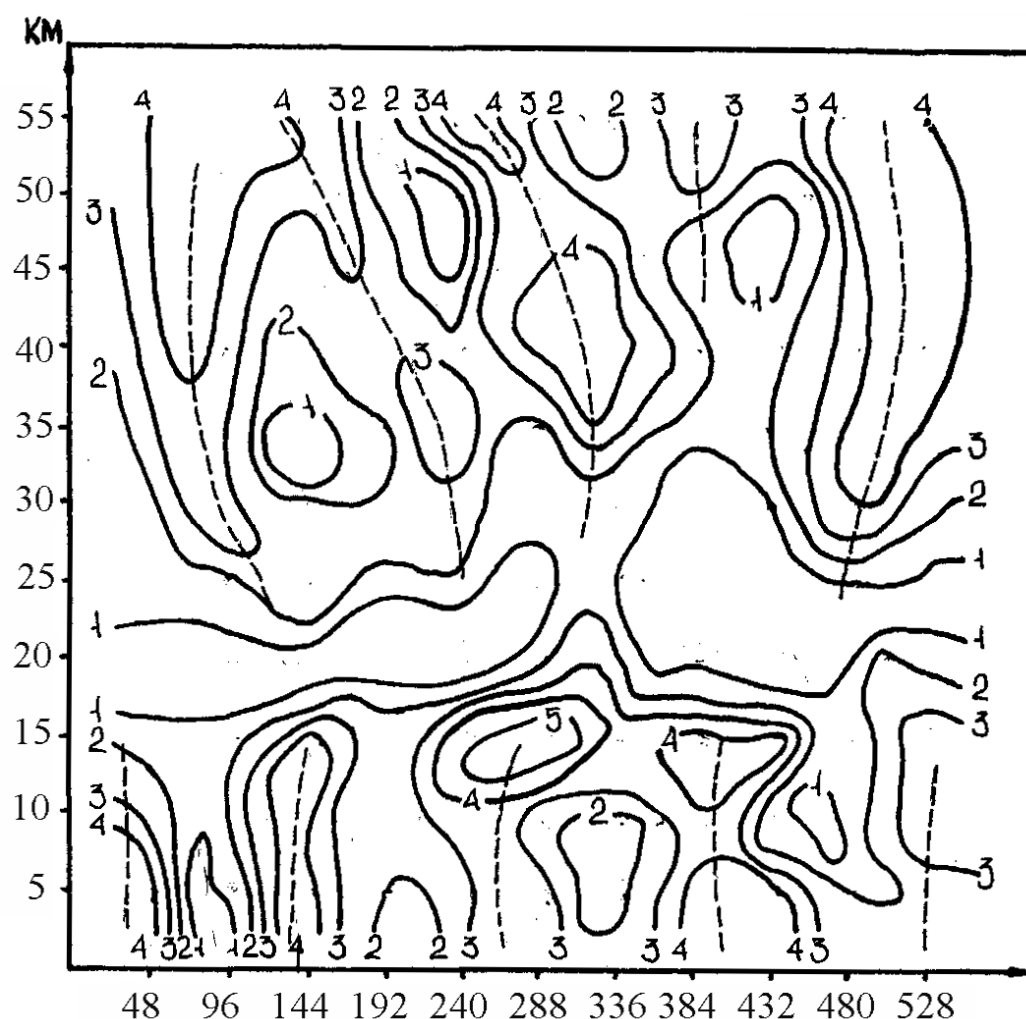


Рис. 6.6 – Высотно-временной разрез амплитуды годового колебания меридиональной составляющей скорости ветра над м. Канаверал.

Приведенные результаты дают основание утверждать, что квазидвухлетние колебания скорости ветра являются важной особенностью циркуляции не только тропической стратосферы, но тропосферы и стратосферы западной части северного полушария в целом, а если принять во внимание результаты работы [161], то и тропо-стратосферы всего северного полушария.

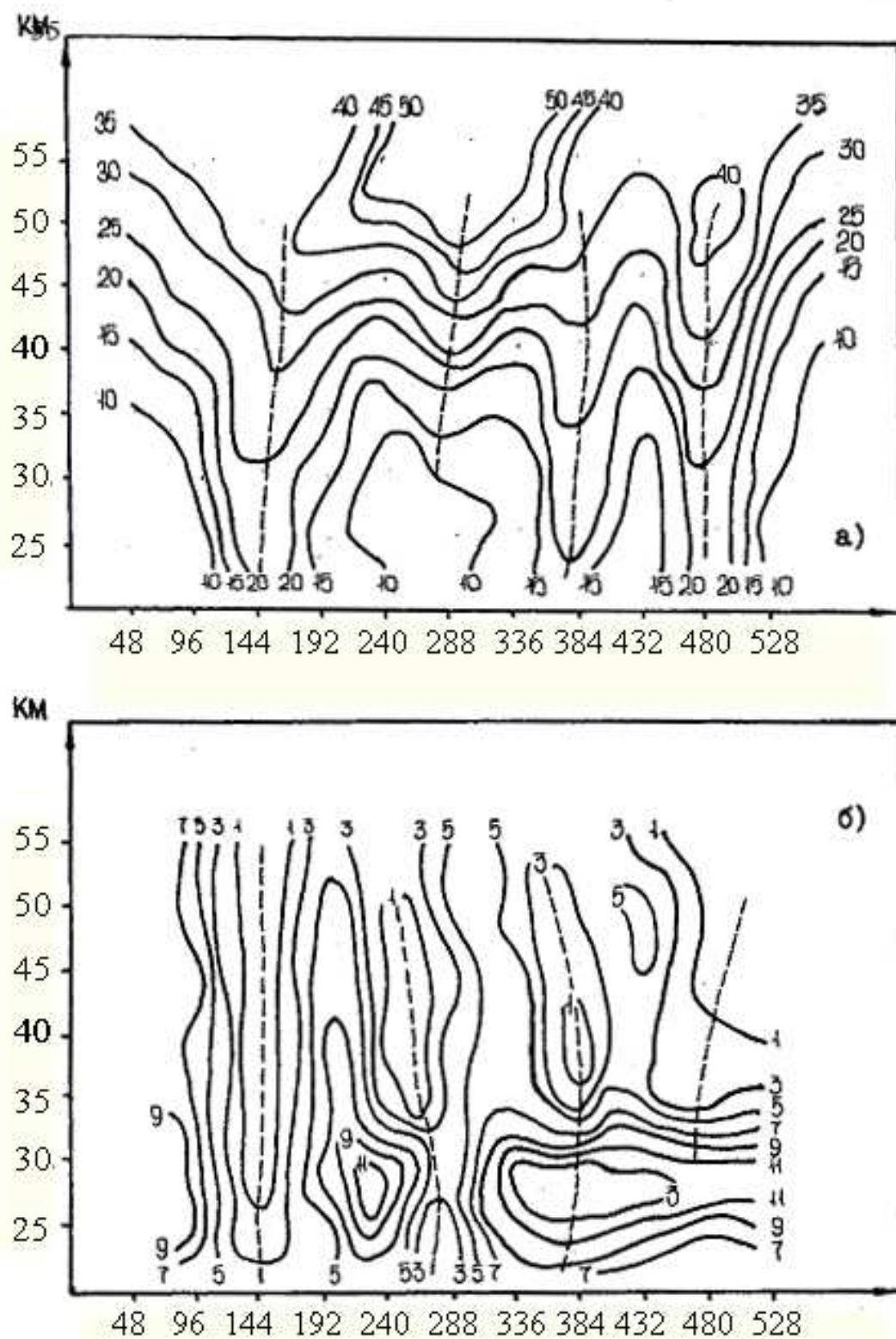


Рис. 6.7 – Высотно-временные разрезы амплитуды годовых колебаний зональной (а) и меридиональной (б) составляющих скорости ветра (Ф. Черчилл).

Таким образом, в приэкваториальной зоне квазидвухлетняя периодичность в слое атмосферы 10-30 км и на уровне 50 км непосредственно выделяется путем фильтрации исходных временных рядов с помощью преобразования Фурье, усиленного множителем Гиббса. Однако их скользящее осреднение по основному годовому периоду показало, что и на остальных уровнях в зональной компоненте она проявляется чередованием с периодом в два года повышенных и пониженных всплесков амплитуд. Важная особенность квазидвухлетней периодичности в приэкваториальной зоне заключается в том, что сглаженные временные ряды, где она отчетливо проявляется, располагаются, в основном, в отрицательной полуплоскости. Причиной этого служит неустойчивость западной фазы колебаний: западные ветры, во-первых, перемежаются в этот период восточными и, во-вторых, они имеют меньшую скорость.

Установлено, что квазидвухлетняя периодичность присуща зональному и меридиональному ветру не только экваториальных, но и субтропических, средних и высоких широт, хотя и в значительной мере она маскируется имеющими большую амплитуду годовыми периодичностями. Отчетливо она проявляется, особенно в стратосфере, на высотно-временных разрезах амплитуд годового колебания, построенных на основе сглаженных временных рядов.

6.6 Особенности межширотных связей между периодическими колебаниями скорости ветра в тропо-стратосфере северного полушария

В работах [107, 108, 162], выполненных автором ранее, путем использования математических фильтров, основанных на преобразовании Фурье, усиленном «окном Гиббса», для случайных временных

последовательностей были исследованы периодичности, скрытые во временных рядах зональной и меридиональной компонент скорости ветра в слое 5-55 км (с разрешением по высоте 5 км), полученных с помощью ракетного зондирования в ряде пунктов Североамериканского континента (см. раздел 6.1).

Аналогичная процедура была применена и для исследования периодичностей в главных компонентах составляющих скорости ветра, полученных в слоях атмосферы 5-25 км и 25-55 км [62]. Оказалось, что в этих слоях наблюдаются периодические колебания скорости ветра с одинаковыми или близкими частотами (периодами) как в тропической зоне, так и в средних широтах.

Представляет интерес вопрос о том, существуют ли статистические связи между этими периодичностями, а если существуют, то каковы их особенности. Для того, чтобы попытаться ответить на этот вопрос, был применен взаимный спектральный анализ к главным компонентам составляющих скорости ветра в указанных выше слоях атмосферы для пунктов Ф. Шерман (9°20'с.ш. и 80°00' з.д.) и о-ва Воллоп (37°50' с.ш. и 75°29' з.д.). Как видно, местоположение этих пунктов ракетного зондирования значительно различается по широте, но близко по долготе.

Взаимный спектральный анализ предполагает расчет, во-первых, спектральных плотностей индивидуальных случайных процессов $S_x(\omega)$ и $S_y(\omega)$, ко-спектров $C_{xy}(\omega)$ и квадратурных спектров $Q_{xy}(\omega)$, амплитудного $|S_{xy}(\omega)|$ и фазового $\psi_{xy}(\omega)$ спектров, а также когерентности $\gamma_{xy}(\omega)$ [56]. Наибольший интерес для выявления характера взаимосвязей между случайными процессами представляет когерентность:

$$\gamma_{xy}(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|}{S_x(\omega)S_y(\omega)}, \quad (6.24)$$

где прямыми скобками обозначен модуль взаимной спектральной плотности $S_{xy}(\omega)$ процессов $X(t)$ и $Y(t)$, и фазовый спектр:

$$\psi_{xy}(\omega) = \arctg \frac{Q_{xy}(\omega)}{C_{xy}(\omega)}. \quad (6.25)$$

Как известно, когерентность является спектральным коэффициентом корреляции, а значение фазового спектра свидетельствует о том, какой из двух процессов реализуется раньше. В качестве примера на рис. 6.8 [163] представлена когерентность между первой главной компонентой зональной составляющей скорости ветра в слое 5-25 км в пунктах Ф. Шерман и о-ва Воллоп. Как показано на рис. 6.8, статистически значимыми на частотах ω_i принимались когерентности, удовлетворяющие условию $\gamma_{xy}(\omega_i) \geq \gamma_0 = 0,8$. Результаты взаимного спектрального анализа, примененного к первой главной компоненте зональной и меридиональной составляющих скорости ветра представлены в табл. 6.1 и 6.2.

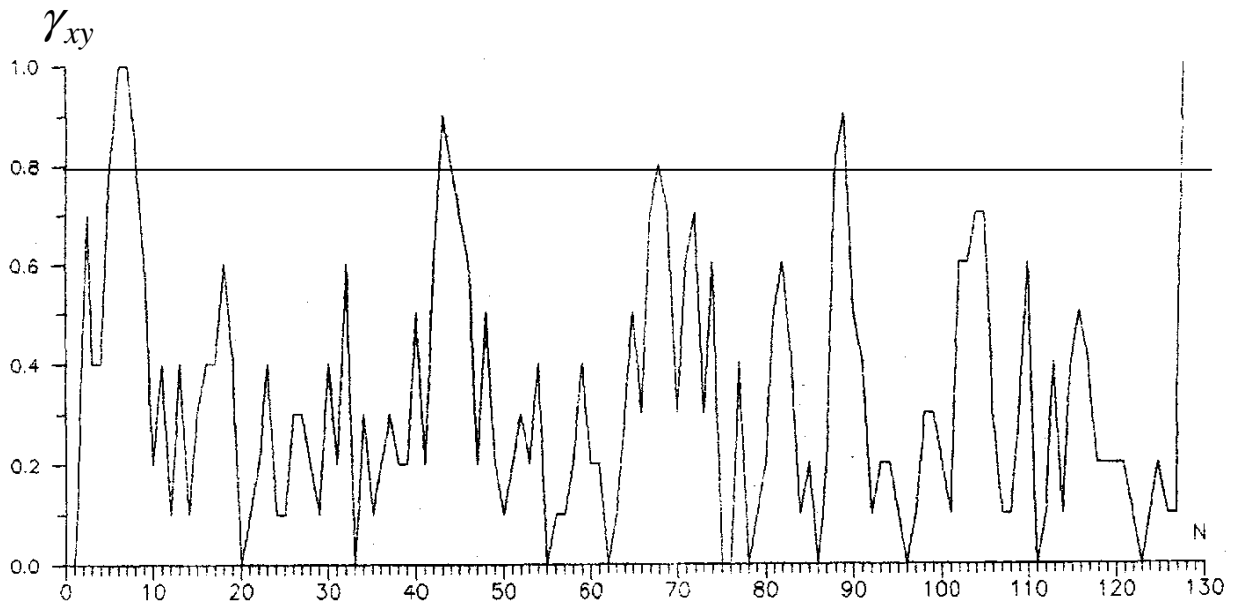


Рис. 6.8 – Когерентность между первой главной компонентой зональной составляющей скорости ветра в слое 5-25 км (Ф. Шерман-о-ва Воллоп).

Таблица 6.1 – Значения когерентности и фазовых сдвигов периодичностей первой главной компоненты зональной составляющей в пунктах Ф. Шерман и о-ва Воллоп

Слой 5-25 км			Слой 25-55 км		
Период колебаний, мес.	Разность фаз, град.	Временной сдвиг, мес.	Период колебаний, мес.	Разность фаз, град.	Временной сдвиг, мес.
11,0	112,0	3,4	11,0	104,8	3,2
1,5	236,9	1,0	5,0	33,8	0,5
0,7	143,9	0,3	0,5	308,9	0,4

Как следует из табл. 6.1, в слое 5-25 км тесная корреляционная зависимость наблюдается между квазигодовыми периодичностями в рядах зональной компоненты, причем в средних широтах это колебание проявляется на три месяца позже, чем в тропической зоне. Этот результат является еще одним опровержением утверждений об отсутствии в тропической зоне колебаний скорости ветра с периодом один год [77].

Кроме годовой, тесная межширотная корреляционная связь имеет место между колебаниями с периодом 1,5 месяца (колебания Маддена-Джулиана) и 0,7 месяца (волны Кельвина-Гельмгольца). При этом первые из них проявляются сначала в умеренных широтах, а затем через один месяц в тропической зоне; вторые – с опережением в одну-полторы недели обнаруживаются в тропических широтах.

В слое 25-55 км тесная корреляционная связь отмечается между тремя крупномасштабными периодичностями в зональной компоненте. Первая из них – квазигодовая, проявляется сначала (как и в нижерасположенном слое) в тропических широтах раньше на три месяца. Вторая – квазиполугодовая, также обнаруживается в тропических широтах на две недели раньше, чем в умеренной зоне.

Кроме указанных периодических колебаний в первой главной компоненте зонального ветра в слое 25-55 км обнаруживается тесная

статистическая связь между волнами Кельвина в тропической зоне и в средних широтах, причем они, в отличие от нижерасположенного слоя, сначала проявляются в умеренных широтах (почти на две недели раньше).

Таблица 6.2 – Значения когерентности и фазовых сдвигов периодичностей первой главной компоненты меридиональной составляющей в пунктах Ф. Шерман и о-ва Воллоп

Слой 5-25 км			Слой 25-55 км		
Период колебаний, мес.	Разность фаз, град.	Временной сдвиг, мес.	Период колебаний, мес.	Разность фаз, град.	Временной сдвиг, мес.
2,2	53,3	0,3	1,8	61,2	0,3
0,8	188,6	0,4	1,2	63,8	0,4
0,6	189,8	0,3			

Из табл. 6.2 следует, что тесная корреляционная связь в тропосфере тропической и умеренной зонах имеет место только между волнами Маддена-Джулиана (одно-двухмесячные периодичности) и волнами Кельвина-Гельмгольца (период менее месяца). Первые из них в обоих слоях проявляются сначала в тропических, а затем в умеренных широтах.

Волны Кельвина-Гельмгольца в слое 5-25 км сначала проявляются в умеренной зоне, а затем в тропических широтах.

Установленные особенности взаимосвязей между длиннопериодными колебаниями в первой главной компоненте зональной составляющей скорости ветра в рассматриваемых слоях атмосферы, которая, как известно, исчерпывает преобладающую долю средней в слое энергии зонального ветра, находят простую физическую интерпретацию, если обратиться к временному ходу суточной инсоляции в различных широтах. Что касается короткопериодных колебаний, то для их объяснения требуются дальнейшие исследования с использованием, в том числе, гидродинамических методов.

Следует заметить, что установленное направление распространения колебаний Маддена-Джулиана в меридиональной составляющей скорости ветра от тропических широт к более высоким для обоих рассматриваемых слоев совпадает с данными, полученными в работе [94].

Заключение. Проведенное исследование свидетельствует о том, что воздушные течения в системе общей циркуляции атмосферы обладает чрезвычайно сложным характером. Кроме атмосферных волн различных временных масштабов, им присущ широкий спектр крупномасштабных периодических колебаний, включая квазидвухлетние, годовые, полугодовые, трех-четырёхмесячные периодичности, колебания Маддена-Джулиана, периодичности с масштабами, соизмеримыми с масштабами волн Кельвина. Все эти периодичности проявляются в воздушных течениях, формирующихся во всем слое тропо-стратосферы как тропической зоны, так и средних и высоких широтах.

7 СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕЛЕКОНЕКЦИЙ В ПОЛЯХ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ СЕКТОРЕ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

7.1 Характеристика исходного материала

Климатические вариации в системе океан-атмосфера с типовыми межгодовыми периодами ярко проявляются в различных районах Земного шара по различным типам данных, т.е. носят глобальный характер. Вот почему существенным элементом анализа климатической изменчивости является выявление таких сигналов в климатической системе и откликов на них в различных точках нашей планеты, так называемых «дальних связей». Типичные проявления низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции называют телеконекциями. Этому направлению исследований уделяется большое внимание в рамках многоплановых Международных и Национальных климатических программ с использованием современных разнообразных подходов [164-178].

Сейчас в различных странах разрабатываются таблицы индикаторов, которые могут использоваться для мониторинга климатических изменений и влияние этих изменений на окружающую среду. Индикаторы – это фрагменты информации о большой системе, которые позволяют получить представление о том, что происходит, и сориентироваться в данной ситуации для принятия индивидуального решения. Есть два направления в исследовании индикаторов климата и одним из них является использование климатических индексов, рассчитанных по определенным методикам и их значения (исторические или оперативные) представлены на WEB сайтах ведущих Мировых климатических центров.

Наиболее интенсивные виды согласованности климатической изменчивости имеют межгодовые и междесятилетние масштабы. Главные

центры дальних связей, влияющих на климат Евразии концентрируются над экваториальной и северной частью Тихого океана, а также северной частью Атлантического океана и арктическим бассейном [179-206].

Наша задача состояла в том, чтобы найти статистически значимые районы Северной Атлантики, которые будут влиять на формирование полей температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра на территории Украины. Поскольку атлантическая атмосферная циркуляция взаимодействует с деятельным слоем океана и поэтому является первым объектом, в котором необходимо установить начало тех длительных тенденций развития, которые проявляются в ходе макрометеорологических процессов в других районах северного полушария. Именно в атлантическом секторе происходит образование запасов и формирование меридиональных потоков момента количества движения, которые расходятся в зоне западных ветров. Большая инерция, с которой океанические условия меняются, позволяет предвидеть на много месяцев вперед.

В стратосфере внетропических широт северного полушария зимой и в переходные сезоны года, очень часты значительные внутрисезонные изменения полей температуры, геопотенциала и ветра. В отличие от тропосферы крупные аномалии циркуляции в стратосфере охватывают большие промежутки времени, а незначительные происходят ежедневно. Отсюда неслучайно, что крупные преобразование полей температуры и ветра бывают в холодное полугодие. Именно в холодное время года радиационный режим не только в тропосфере, но и в стратосфере способствует усилению динамического фактора в развитии атмосферных процессов, поскольку к зиме возрастают горизонтальные градиенты температуры, а также скорости ветра в тропосфере и, особенно, в стратосфере между средними и высокими широтами.

Для проверки ряда гипотез, выдвинутых для объяснения и учета в схемах долгосрочных прогнозов погоды, и для исследования процессов взаимодействия атмосферы и океана, необходимо надежное количественное представление динамических и термических характеристик атмосферной циркуляции. Это позволит выяснить специфику процессов крупномасштабного взаимодействия в Атлантико-Европейском секторе.

Для изучения дальних связей в полях средних месячных значений температуры воздуха, геопотенциала зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в Атлантико-Европейском секторе на базе исходных данных глобальной системы GEOS-1 были подготовлены пакеты данных для отдельных изобарических поверхностей свободной атмосферы с сеткой по широте и долготе в 10° .

На рис. 7.1 представлена карта-схема района исследования, включающая 65 узлов регулярной сетки точек от 30° до 70° с.ш. и с 60° з.д. до 60° в.д.

Так как в области предсказания погоды на долгий срок успех зависит от степени изученности условий формирования, развития и смены атмосферных процессов в тропосфере и стратосфере, то нами были исследованы основные характеристики атмосферной циркуляции в этих слоях атмосферы.

Развитие авиационной техники, распространение прогностических моделей, как на тропосферные, так и на стратосферные уровни требуют все более детальных знаний о закономерностях изменения термодинамического режима плотных слоев атмосферы. Климатические карты геопотенциала температуры воздуха и ветра, как известно, наилучшим образом показывают сезонные и географические особенности общей циркуляции атмосферы.

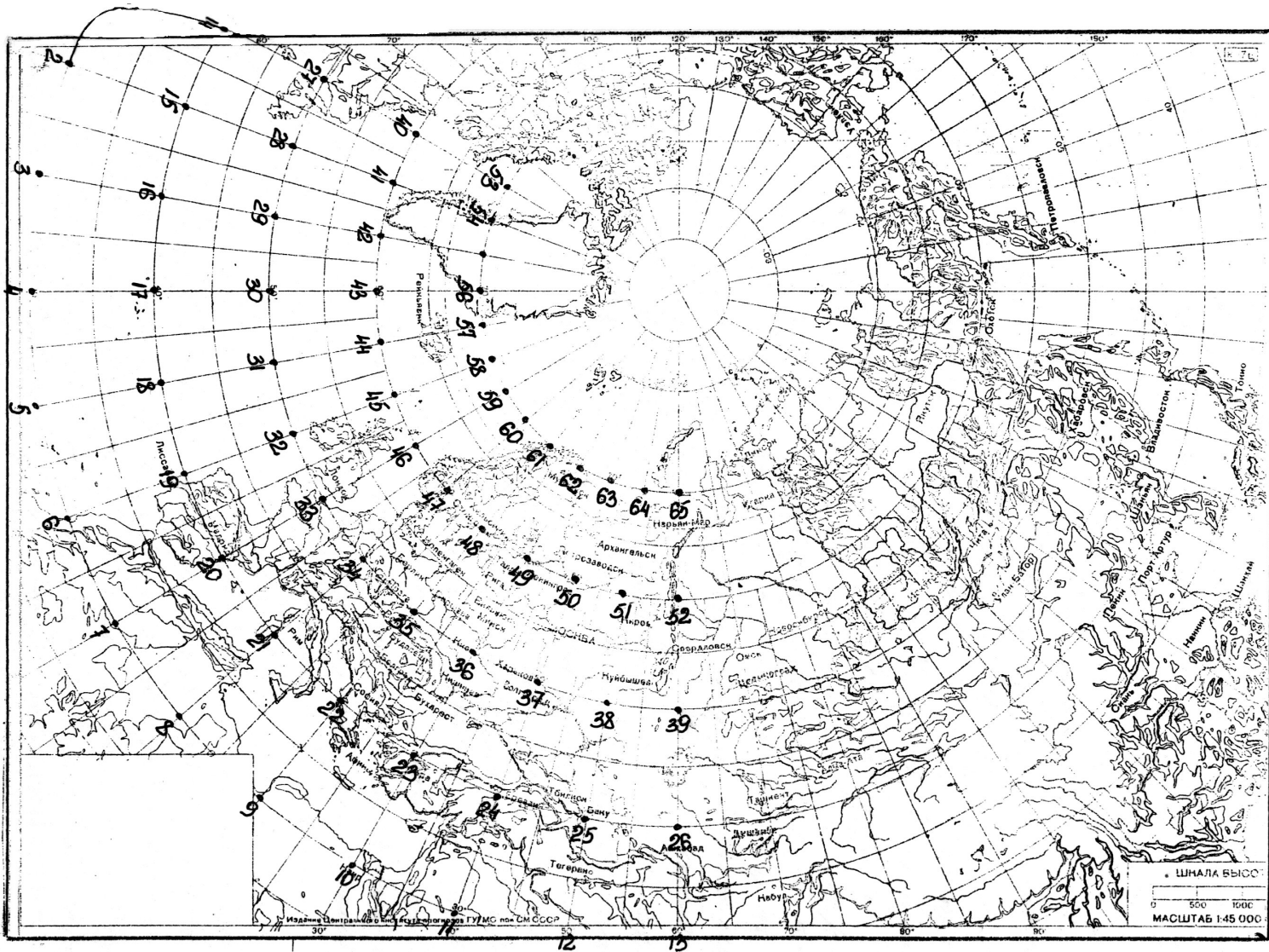


Рис. 7.1 – Карта-схема района исследования с узлами регулярной сетки точек.

7.2 Характеристика распределения составляющих скорости ветра в Атлантико-Европейском секторе в зимний период

Для проведения климатических исследований в рамках Национальной климатической программы Украины на основе данных Центра космических полетов им. Годдарда были построены карты составляющих скорости ветра. Набор карт для различных изобарических поверхностей, которые будут представлены ниже, характеризуют процессы циркуляции в Атлантико-Европейском регионе в трехмерном распределении в пределах тропосферы, нижней и средней стратосферы.

Характер распределения зональной составляющей скорости ветра в указанном секторе северного полушария показан на рис. 7.2-7.4.

В январе в нижней тропосфере (рис. 7.2) практически на всех широтах преобладает западный перенос с максимумом в средних месячных значениях зональной составляющей – 16 м/с вдоль широтного круга 45-50° с.ш. И только в районе Гренландии отмечаются слабые зональные ветры с восточной составляющей. К уровню изобарической поверхности 300 гПа (рис. 7.3) наблюдается резкое возрастание скоростей западной компоненты до 30 м/с. Очаг максимальных скоростей вытянут в районе Атлантики с юга-запада на северо-восток и ось этой струи располагается в среднем на широте 45-50° с.ш. Под тропопаузой отмечается второй более значительный по скорости, очаг струйного течения, на оси которого скорость западного ветра увеличивается до 40 м/с. Это район Северной Африки и Аравии. Средняя стратосфера (рис. 7.4) также характеризуется преобладающим западным переносом со скоростями от 6 (в районе 30° с.ш.) до 30 м/с (в Северной Атлантике).

Карты распределения зональной составляющей скорости ветра в зимний период подтверждают известный вывод о том, что зимой вся тропосфера, нижняя и средняя стратосфера заняты воздушным течением

Рис. 7.2 – Зональная составляющая скорости ветра (м/с) на уровне изобарической поверхности 700 гПа. Январь.

Рис. 7.3 – Зональная составляющая скорости ветра (м/с) на уровне изобарической поверхности 300 гПа. Январь.

Рис. 7.4 – Зональная составляющая скорости ветра (м/с) на уровне изобарической поверхности 50 гПа. Январь.

западно-восточного направления, которое все же возмущено меридиональным переносом.

На рис. 7.5-7.7 показано распределение меридиональной составляющей скорости ветра в нижней (рис. 7.5), верхней (рис. 7.6) тропосфере и средней стратосфере на изобарической поверхности 50 гПа (рис. 7.7) над районом исследования.

Из приведенных карт следует, что в зимний период практически вся Атлантика внетропических широт во всем рассматриваемом слое атмосферы занята южной составляющей. Максимальные скорости этой компоненты наблюдаются под тропопаузой и составляют порядка 12-13 м/с. Над Европой на всех уровнях тропосферы и стратосферы характерна меридиональная составляющая северного направления.

Построенные карты меридиональной компоненты скорости ветра дают четкую картину положения длинных волн в зональном потоке.

Уточненные карты распределения зональной и меридиональной составляющих скорости ветра будут использованы при изучении реальных движений в атмосфере Земли в Атлантико-Европейском секторе, в котором преобладает зональная циркуляция. Так как западная и восточная составляющие зонального движения являются мерой циркуляции вокруг Земли по параллели, то они отражают индекс циркуляции в западно-восточном направлении. Знание характера распределения меридиональной составляющей ветра в атмосфере Атлантико-Европейского сектора позволит правильно учесть направление переноса субстанции вдоль меридианов, например, тепла, влаги, количества движения и др.

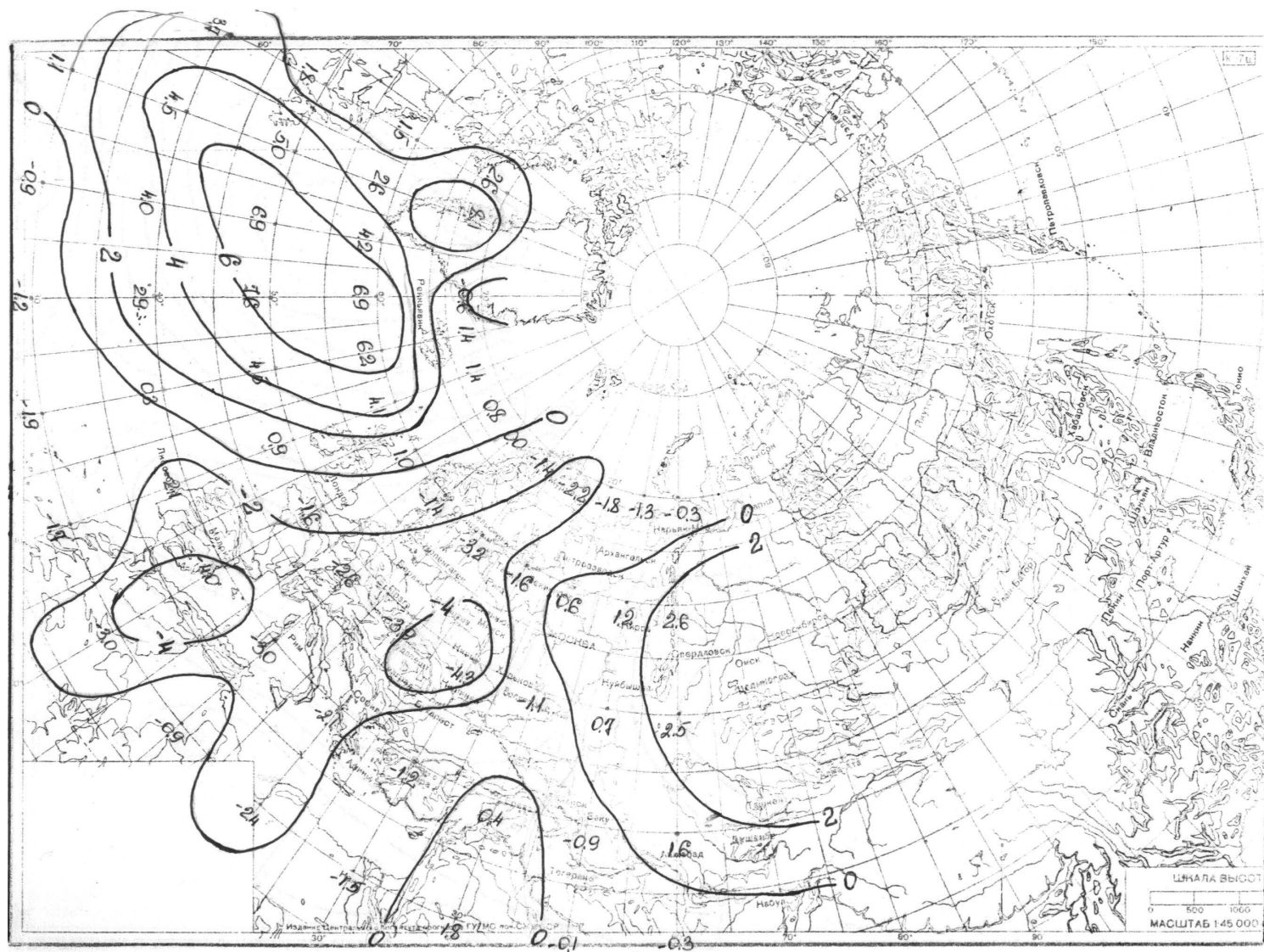


Рис. 7.5 – Меридиональная составляющая скорости ветра (м/с) на АТ₇₀₀. Январь.

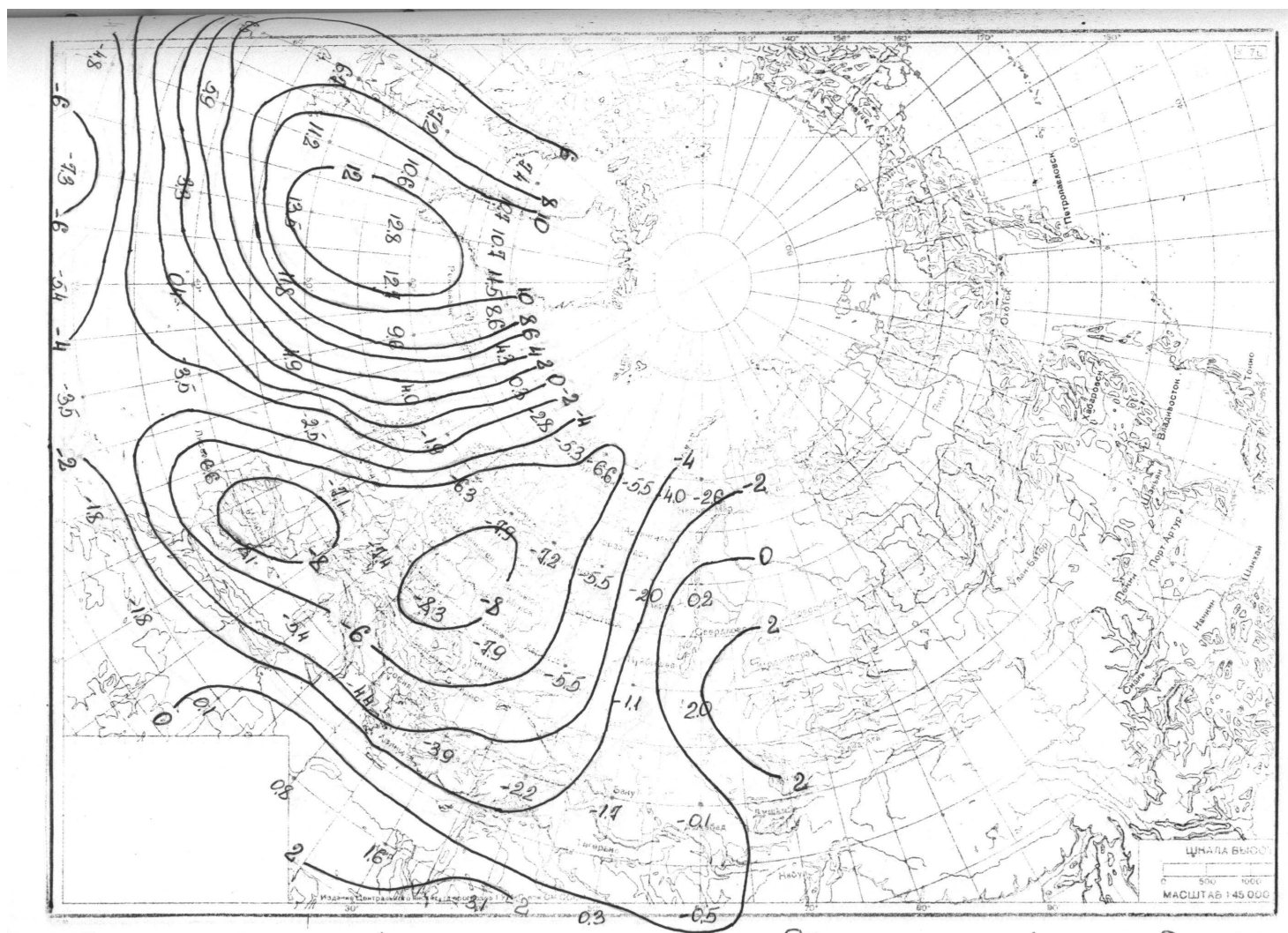


Рис. 7.6 – Меридиональная составляющая скорости ветра (м/с) на АТ₃₀₀. Январь.

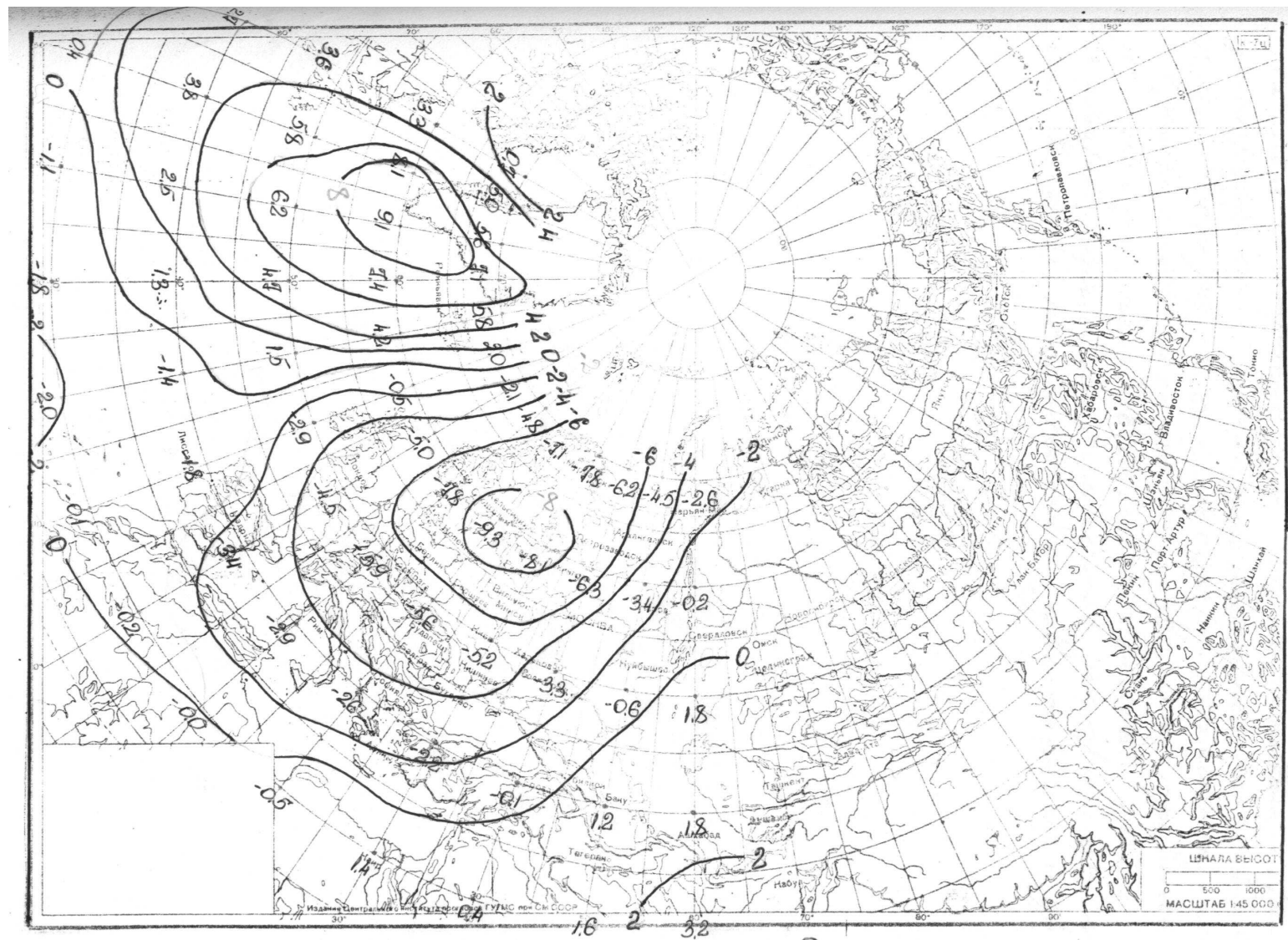


Рис. 7.7 – Меридиональная составляющая скорости ветра (м/с) на АТ₅₀. Январь.

7.3 Дальние связи в основных характеристиках общей циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском секторе

7.3.1 Постановка задачи

В этом подразделе, опираясь на известный факт, что в комплексной схеме прогноза для Европы следует учитывать информацию о характере макропроцессов в районе Северной Атлантики (региональные предикторы) и об атмосферной циркуляции других районов северного полушария, нами построены и проанализированы карты-схемы дальних связей в полях температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра в тропосфере над Атлантико-Европейским сектором.

Известно, что общая циркуляция атмосферы является одним из наиболее важных климатообразующих факторов, особенности которой обуславливают не только глобальный, но и региональный климат. От нее зависит тепло-, влаго- и массообмен между океаном и атмосферой, а это в свою очередь определяет условия развития атмосферных процессов и климатов.

Взаимодействием атмосферы и океана занимались В.Ю. Визе, В.В. Шулейкин, Адем, Я. Бьеркнес, А.И. Дуванин, Ю.П. Доронин, А.М. Кац, Т. Малкус, И.В. Максимов, А.С. Монин, С.Т. Пагава, В.Г. Семенов, А.Б. Полонский и многие другие. Еще в 1915 году Б.П. Мультановский указал на необходимость учета сложного комплекса областей высокого и низкого давления, лежащих в общем около Северного Полярного круга, для выяснения условий формирования погоды в Европе.

Тот факт, что Северная Атлантика в холодное время года является мощным источником тепла, под действием которого находятся макропроцессы над обширными районами Европы и Азии, был понятен

еще в середине XIX века, но детальное изучение процессов в Атлантико-Европейском секторе начались только в XX веке.

Известно, что условия погоды внетропических широт существенно изменяются от года к году, отклоняясь от нормальных условий сезона [207, 208]. Основной причиной этих, тяжело учитываемых колебаний, являются особенности крупномасштабной атмосферной циркуляции. Они определяют характер распределения планетарных воздушных течений и потоков тепла и влаги, переносимых ими. Над океанами какие-либо изменения в системе ветров приводят к изменениям в системе океанических течений, а те в свою очередь ведут к перераспределению теплых и холодных вод и к изменениям в ходе развития процессов теплового и динамического взаимодействия между океаном и атмосферой. Поэтому для решения задач по теории климата и ряда практических задач с обслуживанием отраслей экономики необходимы сведения о климате свободной атмосферы, которые базируются на статистически достоверных характеристиках.

Большим разнообразием отличаются расчетные статистические методы долгосрочных прогнозов погоды, как по исходным гипотезам, лежащих в их основе, так и по способам отбора и представления предикторов и предиктантов. Гибким и мощным инструментом выявления прогностических зависимостей являются такие приемы, как корреляционный [57, 209], спектральный [163, 210], факторный [57, 58, 211] и другие методы многомерного статистического анализа.

Известно, что район нашего исследования является районом больших горизонтальных термических контрастов у восточного побережья Америки и является интенсивной зоной циклогенеза. Возникающие здесь циклоны обычно смещаются на восток, северо-восток, внося существенный вклад в формирование исландской депрессии как центра действия атмосферы. Затоки холода с ледяного щита Гренландии в

тыловую часть этих циклонов и наличие теплых вод Северо-Атлантического и Норвежского течений в передних частях циклонов способствуют регенерации барических образований. Немалую роль в этом процессе играет и орографическое влияние Гренландии. В зимнее время в зоне 65-85° с.ш. в Атлантическом секторе преобладают восточные переносы. Часть этих потоков, выраженных только в нижней тропосфере, встретив на своем пути Гренландию с ее горными системами, поворачивает к югу, обеспечивая затоки арктического воздуха в тыл исландской депрессии.

Таким образом, самый мощный на полушарии северо-атлантический очаг циклонической деятельности формируется под воздействием комплекса термических, динамических и орографических условий, в который неотъемлемым звеном входят Гольфстрим и зона больших температурных контрастов на западе Атлантики.

Шулейкин В.В. рассматривает систему океан-атмосфера как автоколебательную систему. Источником энергии колебаний являются потоки тепла, идущие от нагревателей (Гольфстрим) к холодильникам (Гренландия). Распространение колебаний температуры, давления, ветра и других параметров происходит в форме термобарических волн.

Ф. Баур предполагает выделить в качестве относительно самостоятельных объектов такие секторы северного полушария как: атлантический, европейский, западно-сибирский, восточно-сибирский, тихоокеанский и американский.

Кондратович К.В. [210], анализируя режим североатлантической циркуляции, пришел к выводу, что невозможно изучение отдельных макропроцессов в западной и восточной Атлантике.

В работе Переведенцева Ю.П. [212], с использованием ежедневных значений индекса зональной циркуляции Каца в Атлантико-Европейском

секторе ($50-70^{\circ}$ с.ш.), рассмотрена изменчивость интенсивности зональной циркуляции в холодный период.

Работа [211] посвящена исследованию откликов климатических характеристик на территории Украины от процессов в системе океан-атмосфера Северной Атлантики. Показано, что климатические отклики формируются не только за счет линейных, но и под действием нелинейных взаимодействий. Построена физико-статистическая модель в виде системы полиномов третьего порядка с обратными связями и получены физически обоснованные взаимосвязи процессов в системе атмосфера-океан в декабре с аномалиями климатических характеристик в феврале.

Известно, что атлантическая циркуляция в Северной Атлантике является важной компонентой общей циркуляции атмосферы и ее специфика обусловлена процессами взаимодействия с деятельным слоем и течениями океана. Акватория Гренландии, Норвежского и Баренцевого морей, циркуляция вод и атмосферы тесно связаны с североатлантическими макропроцессами [158, 160, 167, 172, 179, 180, 185, 187-194, 196-201, 203, 205, 206].

Но нет работ, в которых бы исследовались дальние связи (схемы телеконекций) в полях температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра в свободной атмосфере на определенной изобарической поверхности, учитывая процессы в Атлантико-Европейском секторе. Поэтому наше исследование распространяется на данный регион, расположенный между меридианами 60° з.д. и 60° в.д., захватывающей внетропические широты северного полушария от 30° до 70° .

Для проверки ряда гипотез, выдвинутых нами для рационального объяснения и учета в схемах долгосрочных прогнозов погоды был применен корреляционный анализ [56], позволивший получить надежное качественное представление о направлениях взаимодействий в зимней атмосферной циркуляции.

Для описания направлений взаимодействий в рассматриваемом районе северного полушария использовались парные коэффициенты корреляции между одноименными параметрами атмосферы и между всеми возможными парами узлов регулярной сетки на изобарических поверхностях 700 и 500 гПа по методике, изложенной в работе [213].

На основе исходной информации, а именно, средних месячных значений температуры воздуха, геопотенциала, зональной и меридиональной составляющих скорости ветра получены матрицы корреляций 65-го порядка (по количеству узлов регулярной сетки). Проанализировано более 2000 коэффициентов корреляции на каждом рассматриваемом стандартном уровне тропосферы. Данный подход дал возможность получить статистические схемы дальних связей в январских полях основных климатических характеристик.

Карты-схемы статистически значимых взаимодействий для западных, центральных и восточных районов Украины представлены на рис. 7.8-7.15. На них показаны статистически обоснованные направления взаимодействий, выявленные по статистически значимым коэффициентам корреляции в полях температуры воздуха, геопотенциала, составляющих скорости ветра и имеющих отрицательные значения больше 0,65.

Известно [213], что отрицательные корреляции указывают на характерные дальние связи (*teleconnection*) в характеристиках общей циркуляции атмосферы. Проверка статистических гипотез о значимости полученных парных коэффициентов корреляции проводилась с использованием методики, изложенной в работе [56], на уровне значимости $\alpha=0,05$.

Положительные коэффициенты корреляции анализировались для ситуаций, требующих описания районов с типичными погодными условиями.

Для описания дальних связей в Атлантико-Европейском секторе территория Украины была разделена на три части, которые характеризовались следующими узлами регулярной сетки точек: западная – 35, центральная – 36 и восточная – 37 (рис. 7.1). Все они находятся приблизительно на одной параллели (50° с.ш.) и характеризуют умеренные широты района исследования.

7.3.2 Схемы телеконекций в полях температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра на поверхности 700 гПа

Как известно, Северная Атлантика зимой является мощным источником тепла, под действием которого находятся макропроцессы над большими районами Европы и Украины, в частности, и поэтому нами исследовалось взаимодействие океанической и атмосферной циркуляции в зимних полях температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра в Атлантико-Европейском секторе на изобарической поверхности 700 гПа, являющейся уровнем ведущего потока.

Для описания направлений взаимодействий в рассматриваемом районе северного полушария использовались парные коэффициенты корреляции между одноименными параметрами атмосферы и между всеми возможными парами узлов регулярной сетки, представленной на рис. 7.1.

Карты-схемы статистически значимых взаимодействий для отдельных районов Украины представлены на рис. 7.8-7.11. На них показаны статистически обоснованные направления взаимодействий, выявленные по статистически значимым коэффициентам корреляции в полях температуры воздуха, геопотенциала, составляющих скорости ветра на изобарической поверхности 700 гПа и имеющих отрицательные значения больше 0,65.

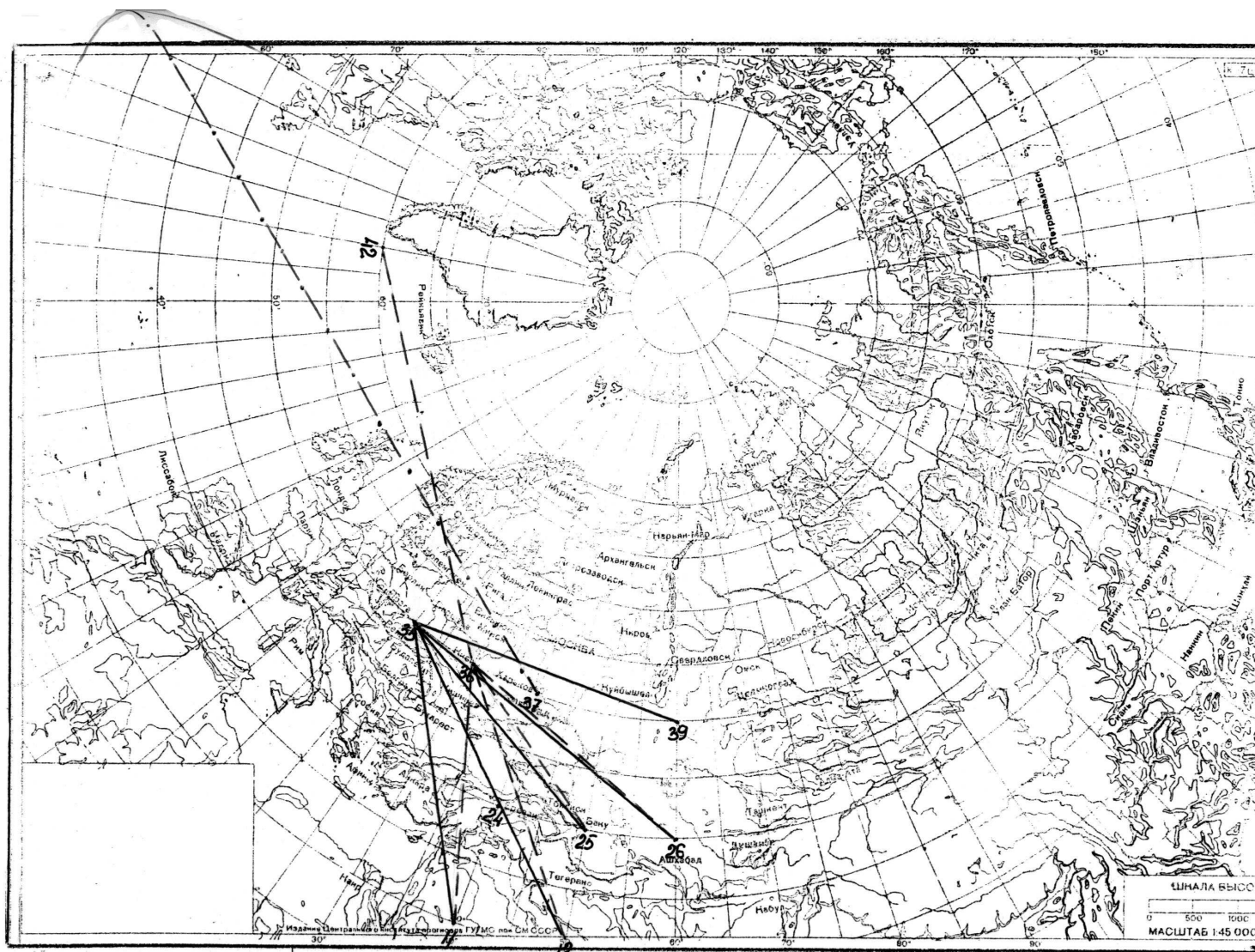


Рис. 7.8 – Карта-схема дальних связей в поле температуры воздуха на AT_{700} . Январь.

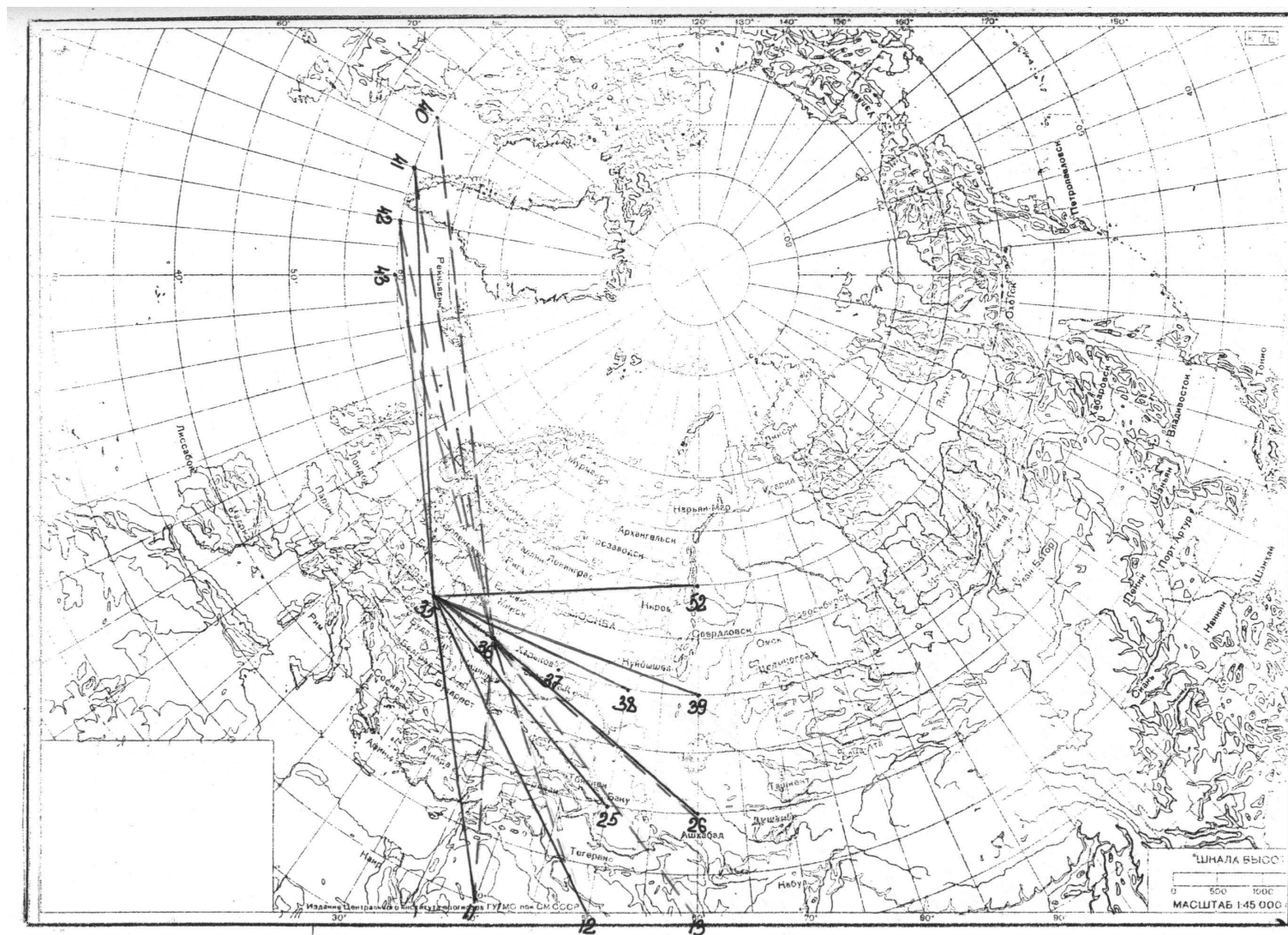


Рис. 7.9 – Карта-схема дальних связей в поле геопотенциала на АТ₇₀₀. Январь.

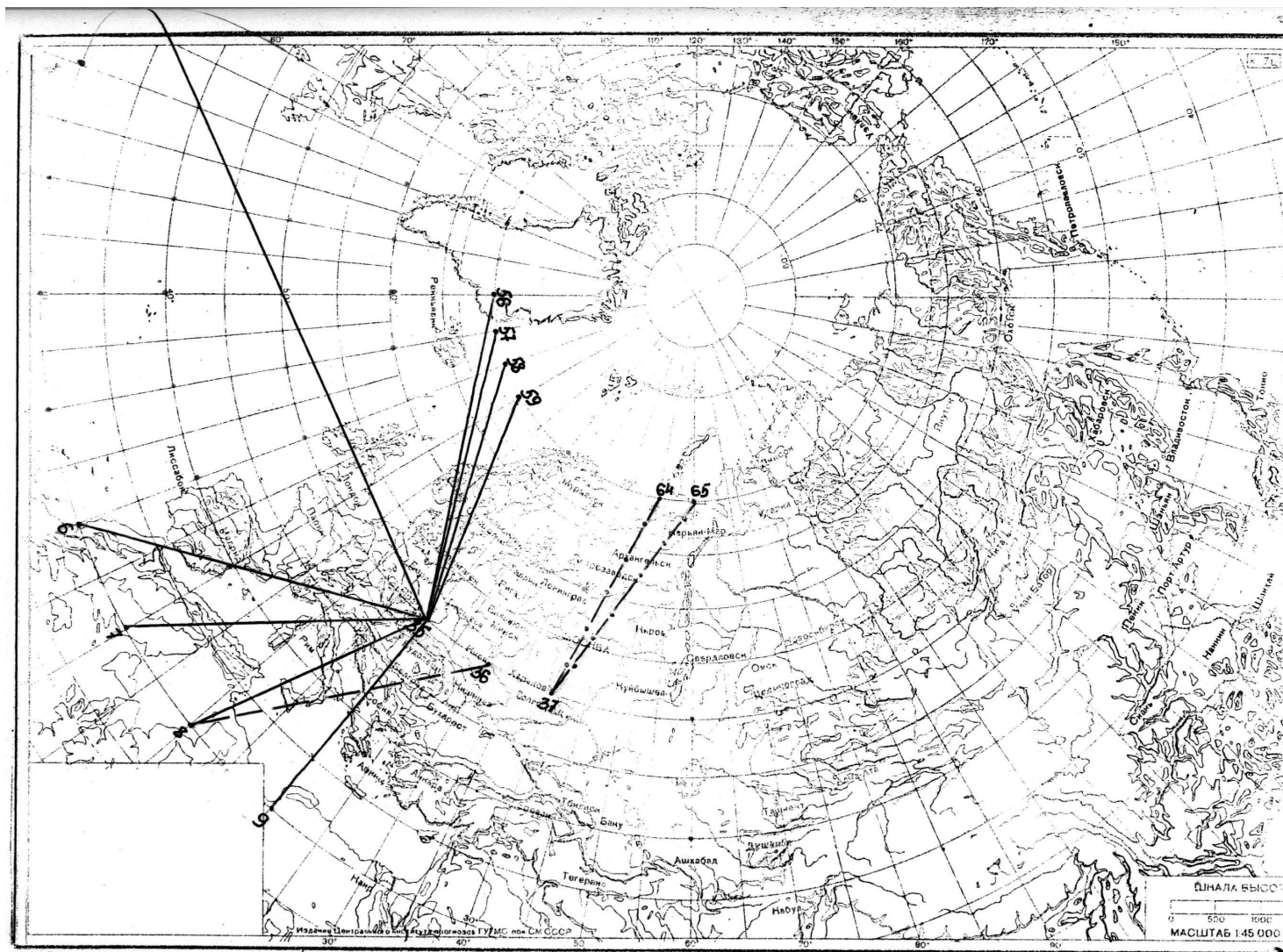


Рис. 7.10 – Карта-схема дальних связей в поле зональной компоненты ветра на АТ₇₀₀. Январь.

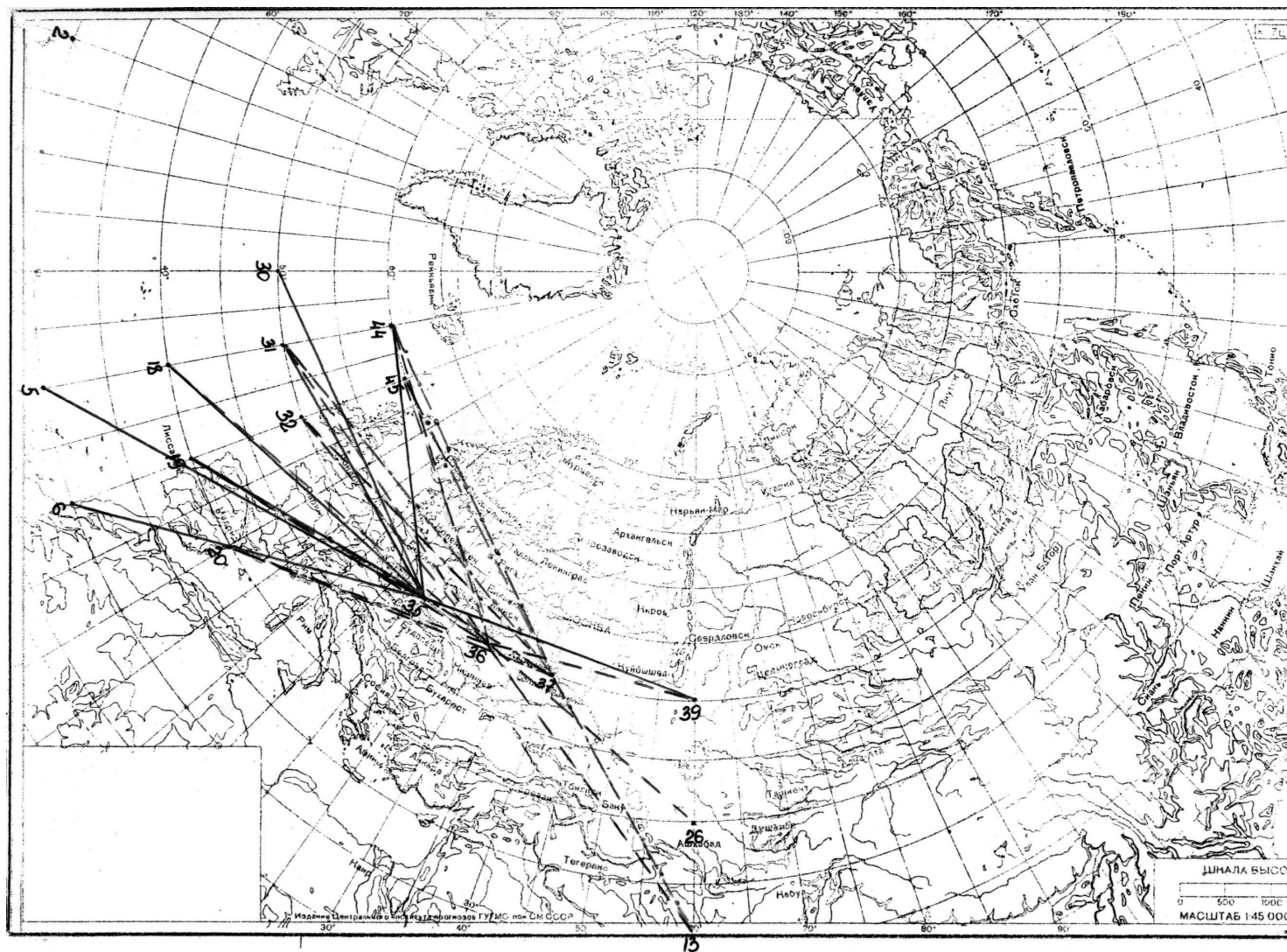


Рис. 7.11 – Карта-схема дальних связей в поле меридиональной компоненты ветра на АТ₇₀₀. Январь.

На рис. 7.10 представлена схема дальних связей в поле зональной составляющей скорости ветра на изобарической поверхности нижнего уровня тропосферы в январе.

Как следует из рис. 7.10, дальние связи Украины с Атлантикой (с одной стороны это север Гренландии и север Гренландского моря, а с другой – район Саргасового моря) характерны только для западных областей Украины. Западные районы Украины выступают также в качестве одного центра диполя, тогда, как север Африки является другим центром в этой схеме связей.

Центральные районы Украины имеют устойчивые отрицательные коэффициенты корреляции с районами Северной Африки, а восточные – только с районами Баренцева и Карского морей. Схема дальних связей в поле зональной составляющей скорости ветра на изобарической поверхности 700 гПа физически обоснована распределением этой составляющей (рис. 7.2) в Атлантико-Европейском секторе.

Схема дальних связей в поле меридиональной компоненты ветра на изобарической поверхности 700 гПа в январе имеет более сложный характер (рис. 7.11). Но отчетливо видно, что восточные районы Атлантики внетропических широт (10° - 30° з.д.) имеют отрицательные корреляции с западными районами Украины. Действие этого типа связи для центральных и восточных районов Украины распространяется в Атлантике на 10° - 20° з.д. Полученная схема дальних связей хорошо согласуется с распределением меридиональной составляющей скорости ветра на данной изобарической поверхности (рис. 7.5).

Схемы телеконекций, построенные в полях средних месячных значений зональной и меридиональной компонент скорости ветра на изобарической поверхности 700 гПа в январе для отдельных районов Украины помогут, на наш взгляд правильно учитывать направления переноса основных характеристик атмосферы, что очень важно в

составлении долгосрочных прогнозов погоды. А это, в свою очередь, позволит понять вклад различных районов Атлантики в энергетический баланс системы океан-атмосфера в Атлантико-Европейском секторе в общем и в отдельных районах Украины, в частности.

7.3.3 Схемы телеконекций в полях температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра на поверхности 500 гПа

Как известно, крупномасштабные изменения климатического режима (над большими районами или полушарием) имеют квазипериодический характер [57, 163]. Существуют различные мнения по поводу причины таких изменений климата [163, 209-212, 214]. Наличие квазипериодичности в климатических изменениях заставляет предполагать в качестве причины их либо периодически действующий фактор (например, солнечная активность), либо существование автоколебательной системы непосредственно в земных условиях [211, 212, 214, 215]. По-видимому, нельзя отрицать влияние солнечной активности на процессы, происходящие в атмосфере Земли, хотя механизм этого влияния пока до конца не изучен. Однако полностью объяснять все аномальные явления в атмосфере (а тем более процессы в системе земля-атмосфера) солнечной активностью было бы преждевременно, не выявив роль и значение факторов земного происхождения.

В этом подразделе монографии представлены результаты исследования внутренней структуры крупномасштабных атмосферных течений в Атлантико-Европейском секторе и построены карты-схемы, отражающие дальние связи в полях зональной и меридиональной компонент скорости ветра, температуры воздуха и геопотенциала в зимний период на изобарической поверхности 500 гПа. Данное исследование

продолжает тему, рассматриваемую в работах [214, 216, 217], а основные результаты представлены на рис. 7.12-7.16.

На основе исходной информации относительно средних месячных значений составляющих скорости ветра на изобарической поверхности 500 гПа получены матрицы корреляции 65-го порядка, анализ которых [56, 218] дал возможность получить статистически обоснованные направления взаимодействия океанической и атмосферной циркуляции, полученные по значимых ($\alpha=0,05$) коэффициентах корреляции в полях составляющих скорости ветра и геопотенциала, которые имели отрицательные значения ($r_{xy} \geq 0,65$). Проанализировано более 2000 корреляционных моментов на указанной изобарической поверхности для каждой из четырех основных циркуляционных характеристик ОЦА зимнего периода.

Для описания дальних связей в указанном секторе северного полушария территория Украины была разделена на 3 части: первый полюс корреляции имеет координаты 50° с.ш. 20° в.д. (35-й узел сетки), второй – 50° с.ш. 30° в.д. (36-й узел), третий – 50° с.ш. 40° в.д. (37-й узел).

На рис. 7.12 представлена карта-схема телеконекций в поле зональной составляющей скорости ветра на уровне 500 гПа в январе, анализ которой позволяет сделать вывод о том, что статистически обоснованные дальние связи Украины с Северной Атлантикой (это западное побережье Гренландии (в районе моря Баффина), континентальная часть Гренландии (узлы 55 и 56) с ее восточными берегами, а также юг Гренландского моря и центральная часть Норвежского моря (узлы 57, 58, 59)) характерны только для западных районов Украины. Это так называемая Норвежско-Гренландская энергоактивная зона. Кроме этого, западные районы Украины выступают также в качестве одного центра диполя, тогда как север Африки (8 узел), а именно северо-западные районы Ливии и северо-восточные Алжира являются вторым центром в этой схеме связей.

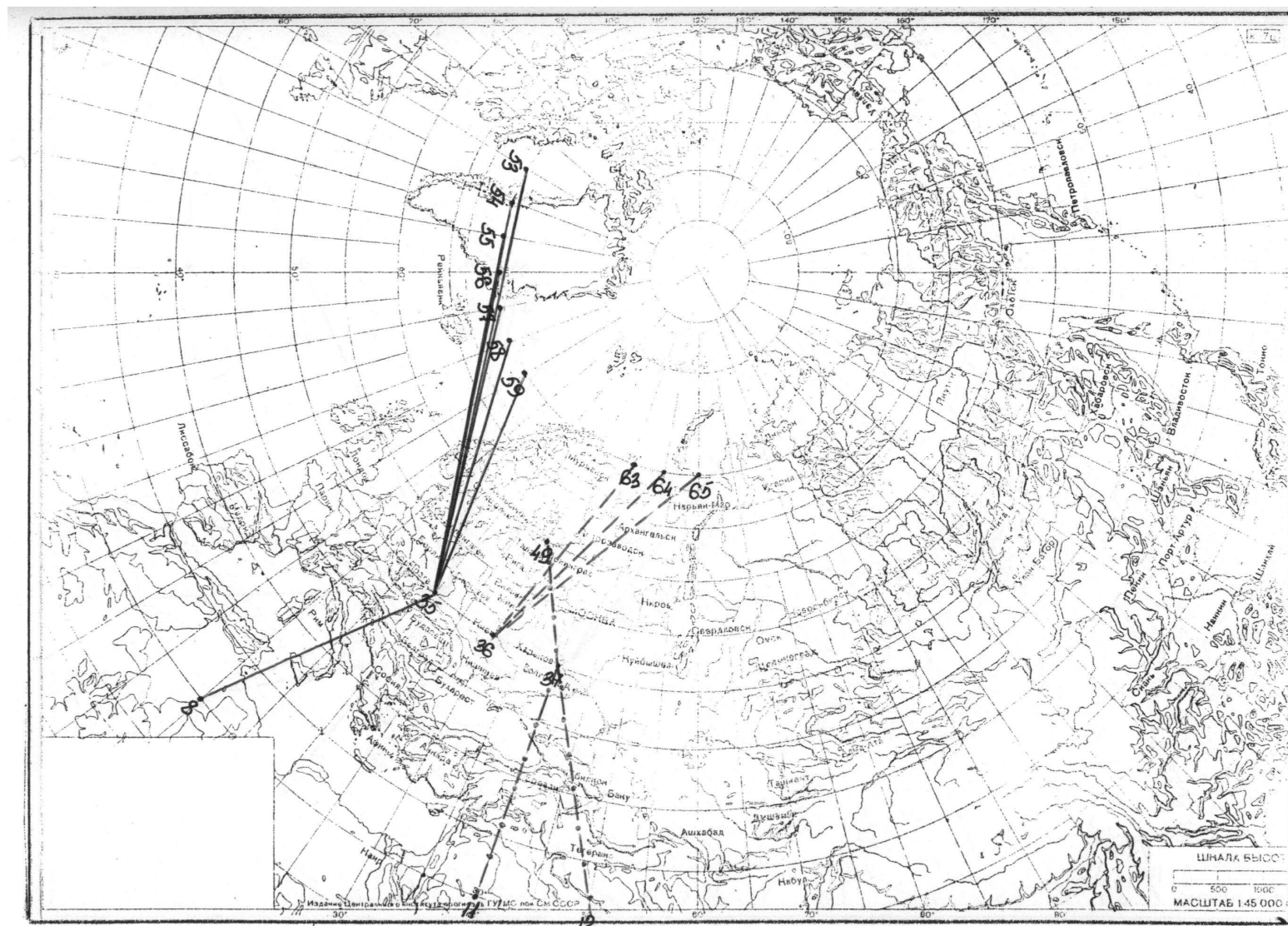


Рис. 7.12 – Схема дальних связей в поле зональной компоненты скорости ветра на АТ₅₀₀. Январь.

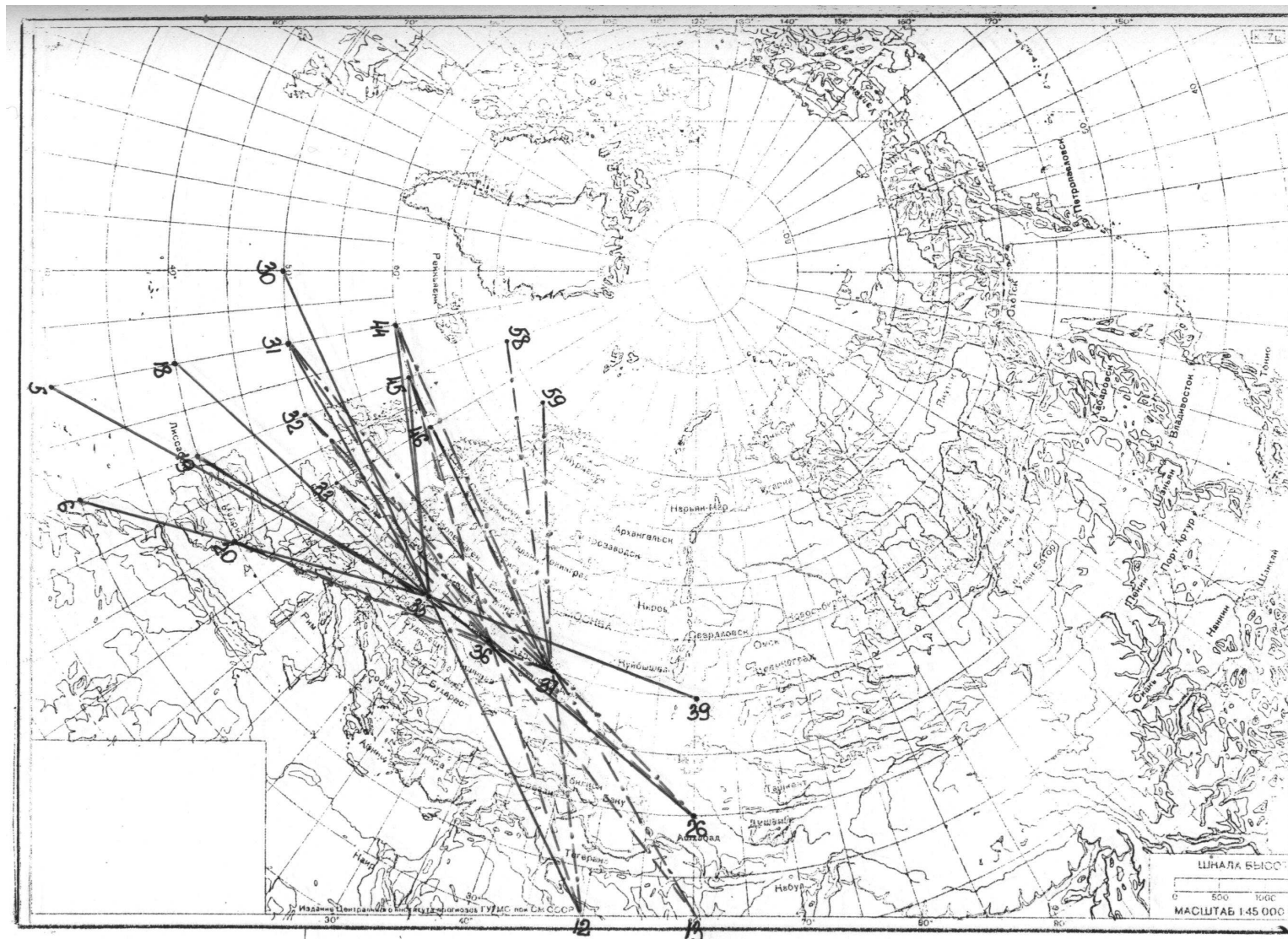


Рис. 7.13 – Схема дальних связей в поле меридиональной компоненты скорости ветра на AT_{500} . Январь.

Схема дальних связей в поле зональной компоненты для центральных районов Украины отличается от описанной выше. Задействованы районы Баренцева моря, омывающие Кольский п-ов с севера (р-н о. Диксон), южная часть Баренцева моря (р-н о. Колгуев), зона арктического бассейна в районе о. Вайгач (узлы 63, 64, 65).

Восточные районы Украины имеют стойкие отрицательные корреляции в поле зональной компоненты ветра как с северными континентальными (60° с.ш.) так и южными (30° с.ш.) районами северного полушария. Это узлы 49, 11 (северная часть Аравийского п-ва) и 12 (северо-восточные р-ны Персидского залива).

Схемы дальних связей в поле меридиональной составляющей скорости ветра в январе (рис. 7.13) имеет более сложный характер. Но четко прослеживается, что восточные районы Атлантики внетропических широт ($10-30^{\circ}$ з.д.) имеют отрицательные корреляции с западными районами Украины. Действие этого типа связи для центральных и восточных районов Украины распространяется в Атлантике на $10-20^{\circ}$ з.д., кроме этого, западные, центральные и восточные районы Украины связаны с северо-восточными районами Персидского залива (12 узел), а также с районом Каракумы (26 узел). Для центральных и восточных районов Украины отрицательные корреляции отмечаются с юго-востоком Ирана (13 узел).

Западные районы Украины имеют четкое направление взаимодействия с районами юга Уральских гор, гор Мугоджары и западными районами Тургайского плато (39 узел). Также в поле меридиональной составляющей скорости ветра (рис. 7.13) отрицательные корреляции для восточных районов Украины распространяются на юг Гренландского моря и центральную часть Норвежского моря (узлы 58 и 59).

На рис. 7.14 показан сектор северного полушария, для которого представленные схемы являются статистически обоснованными.

Широта, град.(с.ш.)	Долгота, град.													
	западная						0	восточная						
	60	50	40	30	20	10		10	20	30	40	50	60	
30	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
40	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
50	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	
60	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	
70	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	

 - для меридиональной составляющей

 - для зональной составляющей


 - для зональной и меридиональной компонент

Рис. 7.14 – Сектор северного полушария, для которого найдены статистически обоснованные дальние связи в полях зональной и меридиональной компонент скорости ветра.

Карта-схема дальних связей в поле геопотенциала Н-500 представлена на рис. 7.15, а в поле температуры воздуха – на рис. 7.16.

Заключение. С помощью корреляционного анализа получены статистически обоснованные схемы телеконекций в полях составляющих скорости ветра и геопотенциала на уровне 500 гПа на основе данных GEOS-1 (версия ДАО) и определены районы северного полушария (для Украины), между которыми существуют дальние связи в основных параметрах общей циркуляции атмосферы.

В результате проведенного исследования были выделены такие типы дальних связей в рассматриваемых параметрах атмосферы:

в поле зональной составляющей скорости ветра: Европейско-Североатлантическая, Европейско-Североафриканская, Евразийская;

в поле меридиональной составляющей скорости ветра: Европейско-Восточноатлантическая, Европейско-Североатлантическая, Евразийская;

в поле геопотенциала Н-500: Европейско-Североатлантическая, Евразийская.

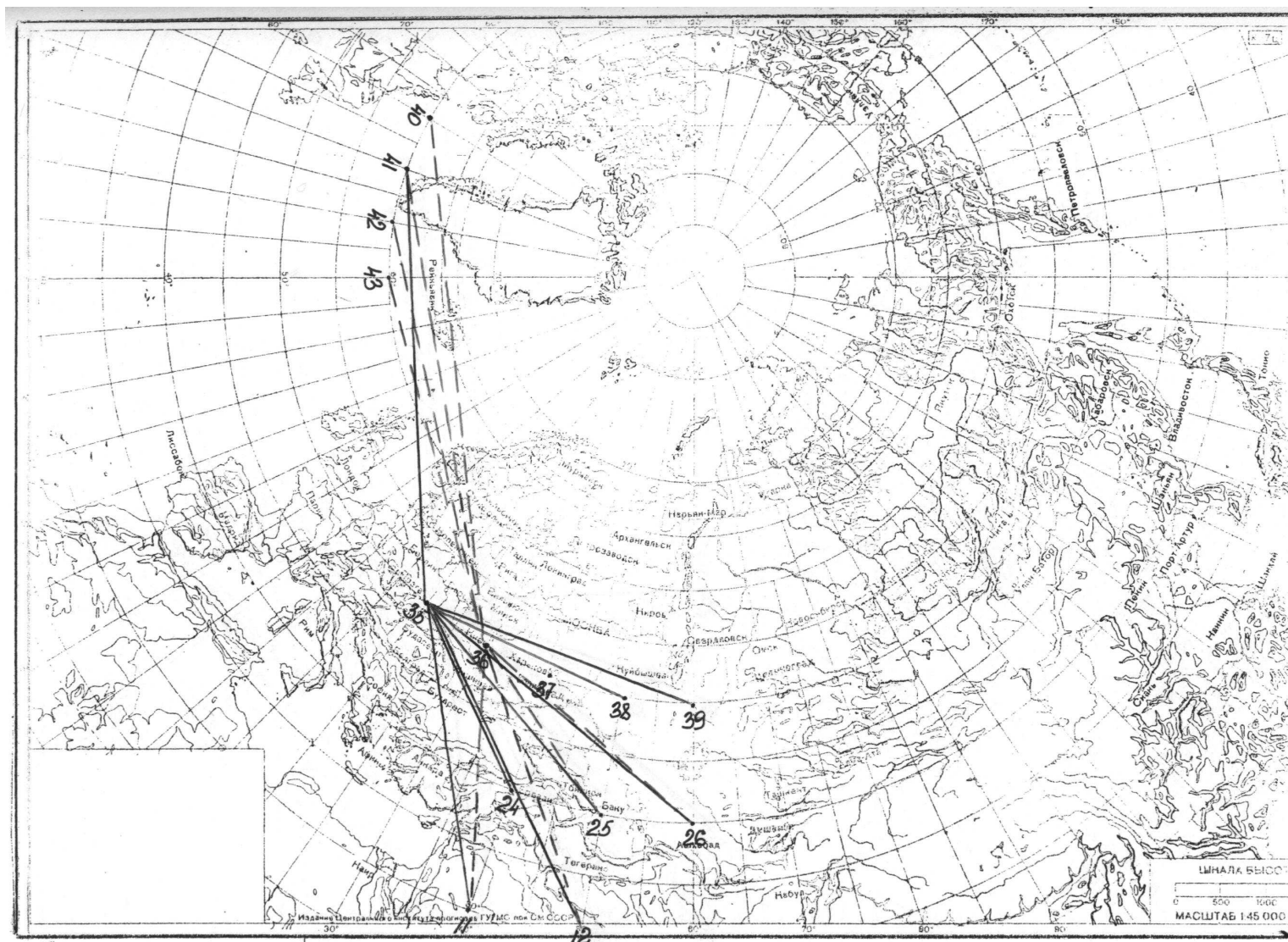


Рис. 7.15 – Схема дальних связей в поле геопотенциала Н-500. Январь.

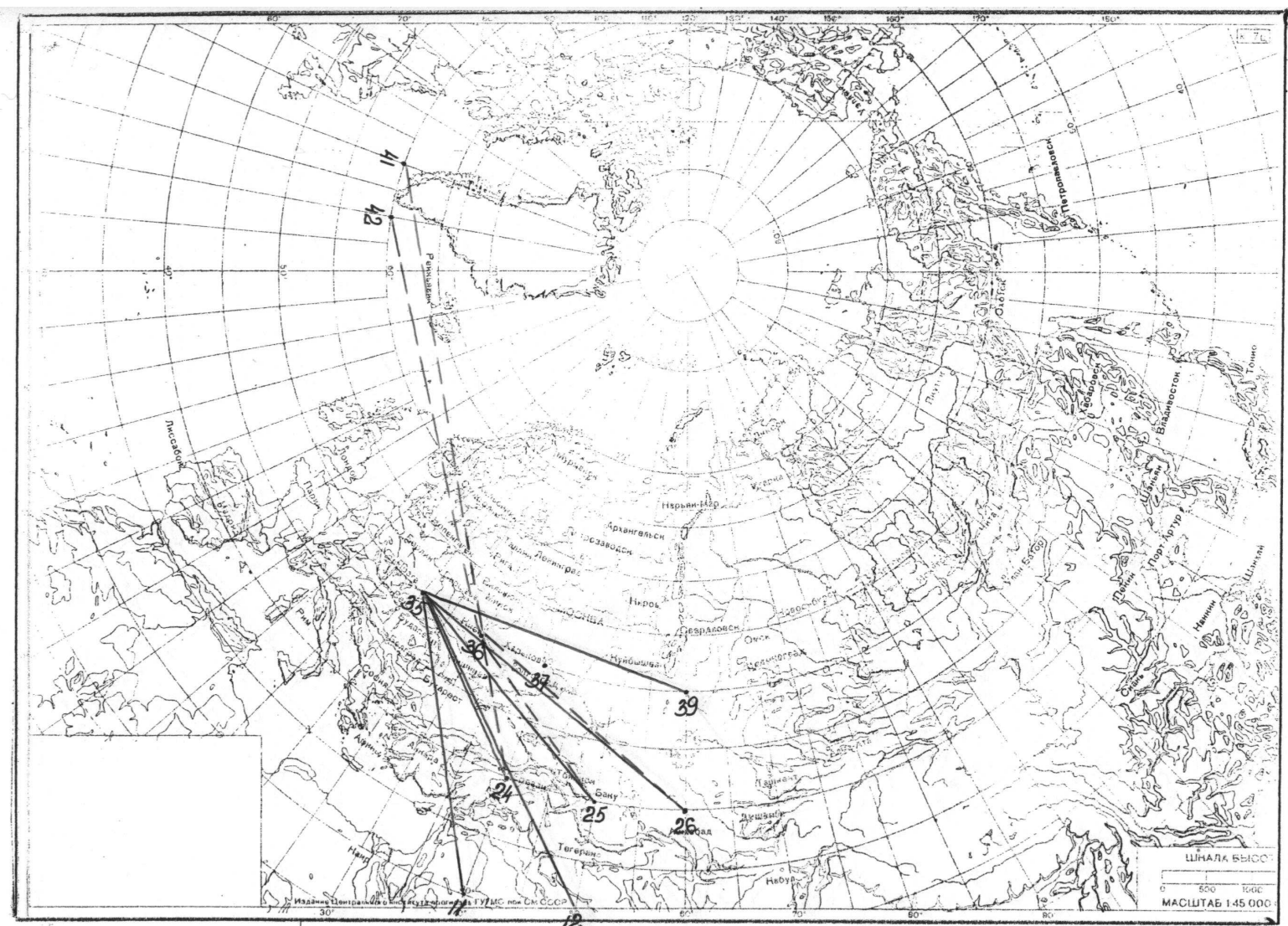


Рис. 7.16 – Схема дальних связей в поле температуры воздуха на AT_{500} . Январь.

Зимние схемы телеконекций, построенные в полях компонент скорости ветра, геопотенциала и температуры воздуха на основных уровнях тропосферы позволят учесть направления переноса основных характеристик свободной атмосферы, а это в свою очередь поможет понять вклад различных районов северного полушария в энергетический баланс системы океан-атмосфера в Атлантико-Европейском секторе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздов О.А. и др. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
2. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьный Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: Навчальний посібник. – К.: КНТ, 2005. – 251 с.
3. Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария/ Под ред. И.Г. Гутермана. – Вып. VI. Ч. I. – М.: Гидрометеиздат, 1975.
4. Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария/ Под ред. И.Г. Гутермана. – Вып. VI. Ч. II. – М.: Гидрометеиздат, 1976.
5. Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария / Под ред. И.Г. Гутермана. – Вып. VI. Ч. III. – М.: Гидрометеиздат, 1977.
6. Гутерман И.Г. Распределение ветра над северным полушарием. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 231 с.
7. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы над зарубежными странами северного полушария. Том 1. Основные статистические характеристики ветра. Средние значения температуры и влажности воздуха / Под ред. И.Г. Гутермана. – Вып. 1. – М.: Гидрометеиздат, 1972.
8. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы над зарубежными странами северного полушария. Том 1. Основные статистические характеристики ветра. Средние значения температуры и влажности воздуха / Под ред. И.Г. Гутермана. – Вып. 2. – М.: Гидрометеиздат, 1973.

9. Новый аэроклиматический справочник свободной атмосферы над СССР. Том II. Характеристики ветра / Под ред. И.Г. Гутермана. – М.: Гидрометеиздат, 1979.
10. Гайгеров С.С. Исследование синоптических процессов в высоких слоях атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 249 с.
11. Логвинов К.Т. Метеорологические параметры стратосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 219 с.
12. Погосян Х.П., Павловская А.А., Летников Г.В. Непериодические процессы в стратосфере северного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 161 с.
13. Ханевская И.В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 300 с.
14. Assimilation variability in the GEOS-1 data assimilation System/ Sienkiewicz Meta E., Pfaendtnetz Games // Mon. Weathere Rev. – 1997. – Vol. 125, No. 4, p.560-571.
15. The GEOS-1 reanalysis: Overview: [Pap.] Ist. WCRP Int. Conf. Reanal. Silver Spring, 27-31 Oct., 1977./Schubert S. // World Clim. Res. Programme / World Meteorol. Organ. – 1998. – No. 876, p.8-11.
16. Кондратьев К.Я., Филиппович О.П. Тепловой режим верхних слоев атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1960.
17. Кондратьев К.Я., Мандрыкина Т.Д. О влиянии длинноволнового излучения озона на радиационный баланс земной поверхности и атмосферы // Труды ГГО. – Вып. 41, 1953.
18. Гущин Г.П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 341 с.
19. Школьный Є.П. Фізика атмосфери: Підручник. – К.: КНТ, 2007. – 506 с.
20. Бекорюков В.И. и др. Влияние ЦДА на общее содержание озона в Сибири // Метеорология и гидрология. – 1977. – №7. – С. 33-39.

21. Кароль И.Л., Клягина Л.Н., Шаламянский А.М. Сезонные и межгодовые изменения общего содержания озона в основных воздушных массах северного полушария и фазах квазидвухлетнего колебания // Тр. Гл. геофиз. обсерв. – 1990 – №531. – С. 38-49.
22. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. Санкт-Петербург.: Гидрометеиздат, 2000. – 779 с.
23. Школьный Е.П., Майборода Л.А. Атмосфера и управление движением летательных аппаратов. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 308 с.
24. Кидиярова В.Г., Тарасенко Д.А. Роль волновых процессов в формировании температурного режима мезосферы в зимний сезон // Тр. ЦАО. – 1985. – Вып. 160. – С. 34-38.
25. Кидиярова В.Г., Тарасенко Д.А., Щерба И.А. К вопросу физической обоснованности построения моделей страто-мезосферы // Тр. ЦАО. – 1973. – Вып. 107. – С. 3-9.
26. Кивганов А.Ф., Буй Минь Танг. Структура восточных волн в тропической атмосфере северо-западной части Тихого океана. – Деп. ВНИИГМИ – МЦД №793 – ГМ от 08.07.88. – 20 с.
27. Куракин В.С., Сахнев Б.И. Пространственная статистическая структура метеорологических полей на изобарической поверхности 10 гПа // Тр. ЦАО. – 1988. – Вып. 167. – С. 25-34.
28. Метеорология верхней атмосферы Земли. Монография / Под ред. Г.А. Кокина, С.С. Гайгерова. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 270 с.
29. Рязанова Л.А. О сезонных перестройках и потеплениях в полярной стратосфере северного полушария // Тр. ЦАО. – 1967. – Вып. 76. – С. 3-11.
30. Всемирная метеорологическая организация. Комиссия по атмосферным Научкам. Седьмая сессия, КАН-VII, 14,—Женева, 1977.— 7 с.

31. Labitzke K. The major midwinter warming 1976/77. – COSPAR XX, 1977. – 9 p.
32. Сухарев Б.Е. Межгодовая изменчивость температуры в полярной стратосфере в зимний период // Метеорология и гидрология. – 1995. – №12. – С. 71-83.
33. Тарасенко Д.А. Структура и циркуляция стратосферы и мезосферы северного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 287 с.
34. Холтон Дж.Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 224 с.
35. Labitzke K. and Van Loon H/ On the association between the QBO and the extratropical stratosphere // J. Atmos. Terr. Phys., 1992, vol. 54. – P. 1453-1463.
36. Ramanathan V. Troposphere – stratosphere feedback mechanism: Stratospheric warming and its effect on the polar energy bud get and the tropospheric circulation // J. Atm. Sci., 1977, vol. 34, No. 2. – P. 439-447.
37. Борисенков Е.П., Осипов Б.А. Оценка сезонных особенностей энергетического баланса верхней атмосферы северного полушария // Тр. ААНИИ, 1964. – Вып. 271. – С. 5-16.
38. Борисенков Е.П., Галактионова М.Н. Характеристика спектров кинетической энергии в период стратосферного потепления // Тр. ААНИИ, 1972. Вып. 311. – С. 55-62.
39. Бугаева И.В., Пурганский В.С., Хорошилов А.Ф. Исследование спектра метеорологических полей нижней и средней стратосферы // Тр. ЦАО, 1976. – Вып. 123. – С. 50-59.
40. Шабельникова М.Б. Перераспределение кинетической энергий в тропосфере и стратосфере при зимних стратосферных потеплениях // Тр. ГМЦ СССР, 1971. – Вып. 75. – С. 74-83.

41. Энергетика стратосферного потепления 1963 г / Л.Р. Ракипова, Л.К. Ефимова, А.А. Ефимов, И.В. Котляр // Тр. ГГО, 1978. – Вып. 407. – С. 29-47.
42. Jgolian P.R., Labitzke K.B. A study of atmospheric energetics during the January-February 1963 stratospheric warming // J. Atm. Sci., 1965, vol. 22, No 6. – P. 597-610.
43. Miyakoda K. Some characteristic features of winter circulation in the troposphere and lower stratosphere // Univ. Chicago Tech. Rep., 1963. – 14 p.
44. Reed R.J., Wolfe J.L., Nishimoto H. A spectral analysis of the Energetics of the stratospheric sudden warming of early 1957 // J. Atm. Sci., 1963, vol. 20, No 4. – P. 256-275.
45. Sekiguchi Y. Energy variation in the stratosphere during the winter reason and its relation to dynamic stability of the polar vortex // ARL-1277-3, Univ. Oklahoma Res. Inst., 1974. – 46 p.
46. Dopplack T.G. The energetics of the lower stratosphere including radiative effects // Quart. J. Roy. Met. Soc., 1971, No. 97. – P. 209-237.
47. Quiroz R.S., Miller J.A., Nagatani R. M. A comparison of observed and simulated properties of sudden stratospheric warmings // J. Atm. Sci., 1975, vol. 32, No 9. – P. 1723-1736.
48. Labitzke K. Stratospheric-mesospheric midwinter warmings. – Prepr. to COSPAR XXI, 1978 – 17 p.
49. Hirota J., Barnett J.J. Planetary waves the winter mesosphere preliminary analysis of Nimbus-6 PMR results // Quart. J. Roy. Met. Soc., 1977, vol. 103, No 437. – P. 487-498.
50. Ramanathan V. Troposphere-stratosphere feedback mechanism: stratospheric warming and its effect on the polar energy budget and the tropospheric circulation // J. Atm. Sci., 1977, vol. 34, No 3. – P. 439-447.

51. Рязанова Л.А., Сперанский К.Е. О связи процессов стратосферы и мезосферы с режимом ветра нижней термосферы // Метеорология и гидрология, 1976, № 8. – С. 20-24.
52. Ракипова Л.Р., Ефимова Л.К. Динамика верхних слоев атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 255 с.
53. Бекорюков В.И., Бугаева И.В., Рязанова Л.А. О связи внутрисезонных стратосферных перестроек с солнечной активностью // Тр. ЦАО, 1976. – Вып. 123. – С. 140-148.
54. О связи процессов в стратосфере с солнечной активностью / И.В. Бугаева, Г.А. Кокин, Л.А. Рязанова, К.Е. Сперанский // Метеорология и гидрология, 1977, № 7. – С. 10-19.
55. Рафаилова Х.Х. Использование характеристик стратосферы, тропосферы и подстилающей поверхности в долгосрочных прогнозах погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 320 с.
56. Школьный Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник. – Одеса: ТЕС, 1999. – 600 с.
57. Гончарова Л.Д. Дослідження статистичної структури вертикальних профілів температури повітря в тропосфері та стратосфері // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. Міжвід. наук зб. Укрвіни. – Одеса, 2002. – Вип. 45. – С. 31-36.
58. Гончарова Л.Д. Факторный анализ статистической структуры вертикальных профилей скорости ветра в тропо-стратосфере // Метеорология, климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины. – Одесса, 1999. – Вып. 39. – С. 64-69.
59. Гаврилова Л.А. Аэроклиматология (Климат свободной атмосферы): Учебное пособие. – Л.: Лен. ордена Ленина полит. ин-т, 1982. – 155 с.

60. Погосян Х.П., Павловская А.А., Шабельникова М.В. Преобразование поля геопотенциала и циркуляции в верхней стратосфере зимой // Тр. ГМЦ СССР, 1971. – Вып. 75. – С. 3-16.
61. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы: Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 615 с.
62. Гончарова Л.Д. Вертикальная статистическая структура скорости ветра в тропо-стратосфере Североамериканского континента // Метеорология, климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины. – Одесса, 1995. – Вып. 32. – С. 17-28.
63. Школьный Е.П., Гончарова Л.Д. Сжатие информации о статистической структуре составляющих скорости ветра над Северной Америкой // Метеорология, климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины. – Одесса, 1995. – Вып. 32. – С. 14-17.
64. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод: Пер. с англ. – М.: Мир, 1967. – 144 с.
65. Гончарова Л.Д. Исследование статистической структуры полей температуры и составляющих скорости ветра в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария // Тр. Международной конференции «География и природные ресурсы». Специальный выпуск, 2004. – С. 113-125.
66. Lally V.E., Leviton R.L. Accuracy of wind determination from the track of the falling object // Air Force Surveys in Geophysics, No 93, GRD AFCRC, 1958.
67. Гончарова Л.Д. Квазидвухлетние колебания составляющих скорости ветра в тропо-стратосфере над Северной Америкой // Метеорология, климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины. – Одесса, 1995. – Вып. 32. – С. 29-37.

68. Гончарова Л.Д., Школьный Е.П. Длиннопериодные колебания составляющих скорости ветра в тропо-стратосфере над Северной Америкой. – Деп. в ГНТБ Украины № 2384-Ук.95 от 15.11.95. –16 с.
69. Решетов В.Д. и др. Исследование амплитуд колебаний давления и ветра в атмосфере в крупномасштабных процессах различной длительности // Тр. ЦАО. – 1970. – Вып. 100. – С. 53-67.
70. Школьный Е.П., Прудко А.И. Исследование периодичностей видимости в тумане // Метеорология, климатология и гидрология. – К., 1979. – Вып. 15. – С. 52-62.
71. Серебренников И.Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей. – Киев: Наука, 1965. – 241 с.
72. Смирнов В.С. Курс высшей математики. – М.: Наука, 1965. – Т. 2. – 655 с.
73. Дженкис Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. – М.: Мир, 1971. - Ж. 1,2. - 287 с.
74. Кендал М. Д., Стьюарт Л. Многомерный статистический анализ и временные ряды. – М.: Наука, 1976. - 736 с.
75. Андерсон Т.В. Статистический анализ временных рядов. – М.: Мир, 1976. – 936 с.
76. Комаров В.С. Аэрономия верхней атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 150 с.
77. Добрышман Е.М. Динамика экваториальной атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 288 с.
78. Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1969. – 184 с.
79. Решетов В.Д. Изменчивость метеорологических элементов в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 215 с.
80. Худяк О.М. Смешанные Россби-гравитационные волны и волны Кельвина в тропосфере и нижней стратосфере северо-западной части

- Тихого океана // Метеорология, климатология и гидрология. – К., 1992. – Вып. 28. – С. 76-84.
81. Hsu Huang-Hsiung, Hoskins Brian J., Jin Fei-Fei. The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics // J. Atmos. Sci. – 1990. – vol. 47, N 7. - P. 823-939.
 82. Криволюцкий А.А., Ложкова О.А. Анализ долгопериодных колебаний атмосферных параметров в тропической зоне // Тр. ЦАО. – 1988. – Вып. 167. – С. 60-65.
 83. Первый глобальный эксперимент ПИГАП. Динамика атмосферы, облачность и теплообмен в тропиках. – Т. 7. / Ред. Белова П.Н. Семенченко Б.А. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 264 с.
 84. Hartmann Dennis L., Michelsen Marc L. Intraseasonal periodicities in Indian Rainfall // J. Atmos. Sci. – 1989. – vol.46, No 18. – P. 2838-2862.
 85. Lau K.M., Li Peng, Sui C.H., Nakazawa Tetsuo. Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30-60 day oscillations and ENSO: An unified view // J. Meteorol. Soc. Jap. – 1989. – vol. 67, No 2. – P. 205-219.
 86. Murakami Masato. Observational aspects of the 30-50 day intraseasonal variations // Long Range Forecast. Res. Rept. Ser. / WMO. 1989. – No 9. – P. 124-128.
 87. Nishi Noriyuki. Observational study on the 30-60 day variations in the geopotential and temperature fields in the equatorial region // J. Meteor. Soc. Jap. - 1989. – vol. 67, No 3. – P. 187-203.
 88. Rasmusson Eugen M. Intraseasonal and interannual climate variability // Clim. Change. – 1990. – vol. 16, No 2. – P. 153-171.
 89. Weickmann K.M., Khalsa S.J.S., Eischeid J. The atmospheric angular-momentum cycle during the tropical Madden-Julian oscillation // Mon. Weather Rev. – 1992. – vol. 120, N 10. – P. 2252-2263.

90. Weickmann K.M., Khalsa S.J.S. The shift of convection from the Indian Ocean to the western Pacific Ocean during a 30-60 day oscillation // *Mon. Weather Rev.* – 1990. – vol. 118, No 4. – P. 964-978.
91. Gueremy J.F. Heat and moisture fluxes on the time scale of 20 to 60 days over the Indian monsoon area // *Meteorol. and Atmos. Phys.* – 1990. – vol. 44, No 1-4. – P. 219-250.
92. Евсеев М.П., Голов Д.А. О долгопериодных колебаниях низкочастотных спектральных мод геопотенциала H_{500} в южном полушарии // *Исслед. вихрев. динам. и энерг. атмосф. и пробл. климата.* – Л., 1990. – С. 227-232.
93. Masutani M., Hoskins B.J. Tropical, extra-tropical interaction associated with the 30-60 day oscillation// 5 th. Conf. Clim. Var., Denver, Colo, Oct. 14-18, 1991/ Amer. Meteorol Soc. – Boston (Mass.), 1991. – P. 70-73.
94. Graves Charies E., Stanford John L. Middle and high latitude Southern Hemispheric oscillations on the 35-60 day time scale // *J. Atmos. Sci.* – 1989. – vol. 46, No 12. – P. 1826-1837.
95. Kang In-Sik, Lau K.-M. Evolution of tropical circulation anomalies associated with 30-60 day oscillation of globally averaged angular momentum during northern summer // *J. Meteorol. Soc. Jap.* – 1990. – vol. 68, No 2. – P. 237-249.
96. Raghavarao R., Suhasini R., Sridharan R., Krishnamurthy B.V., Nagpal O.P. Vertical structure and characteristics of 23-60 day (zonal) oscillations over the tropical latitudes during the winter months of 1986. Results of equatorial wave campaign // *Proc. Indian Acad. Sci. Earth and Planet. Sci.* – 1990. – vol. 99, No 3. – P. 413-423.
97. Itoh Hisanori, Nishi Noriyuki. Considerations for the structure of the tropical intraseasonal oscillation // *J. Meteorol. Soc. Jap.* – 1990. – vol. 68, No 6. – P. 659-675.

98. Li Chongyin. Global characteristics of 30-60 day atmospheric oscillation// Sci. Atmos. Sin. – 1991. – vol. 15, No 3. – P. 66-76.
99. Park Chung-Kyu, Straus David M. Intercomparison of intraseasonal (30-60 day) oscillations in three general circulation modes // World Clim. Programme Res./ World Meteorol. Organiz. – 1988. – No 524. – P. 157-174.
100. Geisler J.E., Pitcher E.J. A compositing study of the 30-60 day oscillation in the NCAR CCM// World Clim. Programme Res / World Meteorol. Organiz. – 1988. – No 254. – P. 175-185.
101. Keshavamurty R.N., Krishnakumar V., Kasture S.V. Northward propagation of the 30-50 day mode in the Indian monsoon region // Proc. Indian Acad. Sci. Earth and Planet. Sci. – 1988. – vol. 97, No 2. – P. 127-136.
102. Kuma Ken-ichi. Diabatic heating and the low frequency dynamics in the tropics // Meteorol. and Atmos. Phys. – 1990. – vol. 44, No 1-4. – P. 265-279.
103. Park Chung-Kyu, Straus David M., Lau Ka-Ming. An evaluation of the structure of tropical intraseasonal oscillations in three general circulation models // J. Meteorol. Soc. Jap. – 1990. – vol. 68, No 4. – P. 407-417.
104. Sui Chung-Hsiung, Lau Ka-Ming. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Pt. II. Structure and propagation of mobile wave-CISK modes and their modification by lower boundary forcings // J. Atmos. Sci. – 1989.
105. Wallace J.M., Gousky Y.E. Observational evidence of Kelvin wave in the tropical stratosphere // J. Atmos. Sci. – 1968. – vol. 25. – P. 900-907.
106. Дикий Л.А. Теория колебаний земной атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 196 с.
107. Гончарова Л.Д. Короткопериодные колебания составляющих скорости ветра в тропосфере и стратосфере западного полушария //

- Метеорология, климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины – Одесса, 1997. – Вып. 34. – С. 94-99.
108. Гончарова Л.Д. Среднепериодные колебания составляющих скорости ветра в тропо-стратосфере западного полушария // Метеорология, климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины – Одесса, 1997. – Вып. 34. – С. 99-104.
 109. Hopkins R.H. Evidence of polar-tropical coupling in upper stratosphere zonal wind anomalies // J. Atmos. Sci. – 1975. – vol. 35. – P. 712-719.
 110. Reed R.J. Zonal wind behavior in the equatorial stratosphere and lower mesosphere // J. Geophys. Res. – 1966. – vol. 71. – P. 4223-4233.
 111. Dickinson R.S. Planetary Rossby waves g'propagating vertically through wesk westerly wind wave guides // J. Atmos. Sci. – 1968. – vol. 25. – P. 984-1002.
 112. Lindzen R.S., Silva Arlindo M. On the establishment of stationary waves in the northern hemisphere winter // J. Atmos. Sci. 1993. – vol. 50, No 1. – P. 43-61.
 113. Бекорюков В.И. О возможных причинах аномальных потеплений в ночной полярной стратосфере // Тр. ЦАО. – 1977. – Вып. 76. – С. 37-42.
 114. Бугаева И.В., Рязанова А.А., Тарасенко Д.И. Изменчивость температурного поля тропосферы, стратосферы и мезосферм в зимний период // Метеорология и гидрология. – 1972. – № 7. – С. 25-27.
 115. Бугаева И.В., Пурганский В.С., Хорошилов А.Ф. О динамике стратосферного потепления // Тр. ЦАО. – 1976. – Вып. 123. – С. 88-102.
 116. Гайгеров С.С. и др. Некоторые данные синоптического анализа процессов в страто-мезосфере и взаимосвязь между слоями атмосферы // Тр. 11-го Международного симпозиума по космической метеорологии. – М.: Гидрометеиздат, 1978. – С. 5-11.
 117. Кошельков Ю.Г., Тарасенко Д.А. Стратосферные потепления в январе 1966 г. // Тр. ЦАО. – 1968. – Вып. 85. – С. 68-81.

118. Петров А.А., Рязанова Л.А. О трех случаях внезапного потепления арктической стратосферы // Тр. ЦАО. – 1967. – Вып. 52. – С. 67-74.
119. Чуконин К.И. Сезонные колебания циркуляции атмосферы и стратосферные потепления // Тр. ААНИИ. – 1972. Т. 311. – С. 122-131.
120. Худяк О.М., Школьный Е.П. Годовые колебания составляющих скорости ветра в тропосфере и нижней стратосфере над северо-западной частью тихого океана // Метеорология, климатология и гидрология. – К., 1992. – Вып. 28. – С. 84-97.
121. Гинзбург Э.И., Степанов Б.Е. Ускорение зонального потока планетарной волной // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1988. – Т. 24 – № 9. – С. 942-946.
122. Гинзбург Э.И., Степанов Б.Е. Планетарные волны в средней атмосфере. ч. II. Нелинейная теория // Обз. инф. Сер. Метеорол. / В71ИИ гидрометеорол. инф. Миров. центр данных. – 1990. – № 9-10. – С. 1-67.
123. Жигалова Р.А., Федосеев А.Ф., Чернега Г.А. Некоторые аспекты крупномасштабной изменчивости атмосферных процессов над Юго-Восточной частью Тихого океана // Основы системы промысл. прогнозир. – Калининград, 1989. – С. 126-145.
124. Кидиярова В.Г., Трубников Б.Н., Щерба И.А. О возможности распространения тропосферных планетарных волн в летнюю стратосферу // Тр. ЦАО. – 1985. – Вып. 160. – С. 16-20.
125. Кидиярова В.Г., Щерба И.А. Межгодовая изменчивость крупномасштабных термобарических систем и динамика планетарных волн в тропосфере внетропических широт южного полушария // Метеорол. исслед. в Антарктике.: Сб. докл. на III Всес. симп., Ленинград, 22-24 окт., 1986. ч.1. – Л., 1990. – С. 184-187.

126. Погосян Х.П., Павловская А.А. Аномалии атмосферной циркуляции приземного давления и температуры в связи с квазидвухлетней цикличностью. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 77 с.
127. Wallace J.M., Holton J.R. A diagnostic numerical model of the quasi-biennial oscillation // J. Atmos. Sci. – 1968. – vol. 25. – P. 911-918.
128. Lindzen R.S., Holton J.R. A theory of the quasi-biennial oscillation // J. Atmos. Sci. – 1968. – vol. 25, No 6. – P. 1095-1107.
129. Худяк О.М. Полугодовые колебания скорости ветра над районом северо-западной части Тихого океана. – Деп. ИЦ ВНИИГМИ-МЦД № 923-ГМ от 13.07.89. – 15 с.
130. Бирман Б.А., Балашова Е.В. Крупномасштабная климатическая изменчивость касательного напряжения ветра в северной части Атлантического океана // Тр. Гидрометеорол. н.-и. центра СССР. – 1989. – № 306. – С. 87-98.
131. Павлов Н.И. О внутригодовых циклических колебаниях в атмосфере / Регион. вопр. синоптич. метеорол. и климатол. / Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД № 986-ГМ от 10.04.90. – С. 129-140.
132. Погосян Х.П. О природе полугодовой цикличности ветра в верхней стратосфере экваториальной зоны // Метеорология и гидрология. – 1972. – № 3. – С. 16-23.
133. Li Chao, Tang Maocang. Long periodical oscillations of the Earth-atmosphere system // Plateau Meteorol. – 1989. – vol. 8, No 2. – P. 167-173.
134. Negi J.G., Tiwari R.K. Walsh spectral resolution of earth's rotation and atmospheric circulation: a non sinusoidal perspective // Geofizika (SFRJ). – 1990. – vol. 7. – P. 83-93.
135. Zhang Gingyun, Chen Lieting. Low frequency oscillations of the atmospheric circulations over East Asia and their connection with cyclonic phenomena // Dagi Rexue. – Sci. Atmos. Sin. – 1992. – vol. 16, No 3. – P. 333-338.

136. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие.: Бюл., 1989 / Ред. Гучкалова Б.С., Неушкина А.И. – Обнинск: ВНИИ гидрометеорол. инф. Миров. центр данных, 1990. – 92 с.
137. Barnston Anthony G., Livezey Robert E. A closer look at the effect of the 11-year sonal cycle and the quasi-biennial oscillation on Northern Hemisphere 700 mb Height and extratropical North American surface temperature // J. Clim. – 1989. – vol. 2, No 11. – P. 1239-1573.
138. Lin Xuechun, Yu Shuqiu. Wave-train construction of 3-5 year cycle // Sci. Atmos. Sin. – 1991. – vol. 15, No 3. – P. 87-96.
139. Zhao Hanguang, Chen Xuezheng. The statistic analysis of the blocking processes in the Northern Hemisphere // Meteorol. Mon. – 1990. – vol. 16, No 3. – 38 p.
140. Njan E.C. Theory of quasi-biennial and some other oscillations in meteorological parameters // Nuovo Cim. C. – 1992. – vol. 15, No 1. – P. 37-44.
141. Venne David E., Dartt Denis G. An examination of possible solar cycle-OBO effects in the Northern Hemisphere troposphere // J. Clim. – 1990. – vol. 3, No 2. – P. 272-281.
142. Груздев А.Н., Мохов И.И. Квазидвухлетняя цикличность в глобальном поле общего содержания озона по данным наземных наблюдений // Изв. АН Физ. атмосф. и океана. – 1992. – 28, № 5. – С. 475-486.
143. Кароль И.Л., Клягина Л.Н., Шаламянский А.М. Сезонные и межгодовые изменения общего содержания озона в основных воздушных массах северного полушария и фазах квазидвухлетнего колебания // Тр. ГГО. – 1990. – № 531. – С. 38-49.
144. Лондон Ю. Особенности вертикального распределения концентрации озона // Атмосф. озон. / Ленингр. гидрометеорол. ин-т. – СПб., 1991. – С. 70-79.

145. Хргиан А.Х. О процессах длительных и кратковременных изменений озона в некоторых областях северного полушария // Метеорология и гидрология. – 1992. – № 7. – С. 5-16.
146. Bowman Kenneth P. Global patterns of the quasi-biennial oscillation total ozone // J. Atmos. Sci. – 1989. – vol. 46, No 21. – P. 3328-3343.
147. Cervino M., Giovanelli G. Spectral analysis and trend of total ozone observations Vigna di valle // Nuovo cim. C. – 1991. – vol. 14, No 6. – P. 575-585.
148. Gray Lesley J., Dunkerton Timothy J. The role of the seasonal cycle in the quasi-biennial oscillation of ozone // J. Atmos. Sci. – 1990. – vol. 47, No 20. – P. 2429-2451.
149. Kundu N., Sethi N.K. Sudden phase change in ozone QBO // Symp. Troposper. Chem. Antarct. Reg., Boulder, Colo, June 3-6, 1991: Pre-Conf. Abstr. – [Boulder (Colo)], 1991. – P. 27.
150. Mancini E., Visconti G., Pitary G., Verdecchia M. Anestimate of the Antarctic ozone modulation by the QBO// Geophys. Res. Lett. – 1991. – vol. 18, No 2. – P. 175-178.
151. Nogues-Paegle J., Callahan K.P., Gilbert S.R. Relation-ship between Southern Hemisphere planetary wave activity and ozone levels // Symp. Tropospher. Chem. Antarct. Reg., Boulder, Colo, June 3-6, 1991. Pre-Conf. Abstr. – [Boulder(Colo)], 1991. – 43 p.
152. Dickey J.O., Marcus S.L., Hide R. Global propagation of interannual fluctuations in atmospheric angular momentum // Nature (Gr. Brit.). – 1992. – vol. 357, No 6378. – P. 484-488.
153. Knaff John A., Gray William M., Sheaffer John D. Evidence for an association between the stratosphere QBO and ENSO // 5 ht. Conf. Clim. Var., Denver, Colo, Oct. 14-18, 1991/ Amer. Meteorol Soc. – Boston (Mass.), 1991. – P. 400-402.

154. Kutsuwada Kunio. Quasi-periodic variabilities of windstress fields over the Pacific Ocean related to ENSO events // J. Meteorol. Soc. Jap. – 1991. – vol. 69, No 6. – P. 687-700.
155. Смирнов Н.П. Циклонические центры действия атмосферы Южного полушария и изменения климата / Н.П. Смирнов. – С.-П.: РГГМУ, 2004. – 207 с.
156. Gray W.M., Sheaffer J.D., Knaff J.A. Hypothesized mechanism for stratospheric QBO influence on ENSO variability // 5 ht. Conf. Clim. Var., Denver, Colo, Oct. 14-18, 1991/ Amer. Meteorol Soc. – Boston (Mass.), 1991. – P. 101-104.
157. Гончарова Л.Д., Решетченко С.І. Особливості статистичної структури полів атмосферного тиску у другій половині ХХ століття на території лівобережної України // Укр. Гідрометеорол. журнал. – 2010. – №6. – С. 54-61.
158. Гончарова Л.Д., Решетченко С.І. Вплив Північної Атлантики на температуру повітря, опади, приземний тиск на лівобережній Україні // Укр. Гідрометеорол. журнал. – 2010. – №7. – С. 45-52.
159. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата: монография. Киев: Думка, 2008. – 184 с.
160. Полонский А.Б. , Башарин Д.В., Воскресенская Е.Н., Ворли С. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – №2. – С. 42-59.
161. Худяк О.М., Школьный Е.П. Квазидвухлетние колебания скорости ветра над северо-западной частью Тихого океана. – Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД №917-ГМ от 13.06.89. – 18 с.
162. Гончарова Л.Д. Квазидвухлетние колебания составляющих скорости ветра в тропо-стратосфере над Северной Америкой // Метеорология,

- климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины. – Одесса. – 1995. – Вып. 32. – С. 29-36.
163. Гончарова Л.Д. Особенности межширотных связей между периодическими колебаниями скорости ветра в тропо-стратосфере западного полушария // Метеорология, климатология и гидрология. Межв. науч. сб. Украины. – Одесса. – 1999. – Вып. 36. – С. 48-54.
164. Антропогенные изменения климата в XXI веке в Северной Евразии / В.П. Мелешко, В.М. Катцов, В.А. Говоркова [та ін.] // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 7. – С. 5-25.
165. Барабаш М.Б. та ін. Сучасний і майбутній клімат України // Географія в інформаційному суспільстві: Зб. наук. праць. – Київ: ВГЛ Обрій, 2008. – Т. 3. – С. 34-36.
166. Бардин М.Ю. Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 11. – С. 24-37.
167. Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – С. 147-157.
168. Бардин М.Ю., Воскресенская Е.Н. Тихоокеанская декадная осцилляция и европейские климатические аномалии // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 4. – С. 13-23.
169. Бойченко С.Г., Волощук В.М. Трансформация зонального климатического поля температуры приземного воздуха при глобальном потеплении // Геофизический журнал. – 2005. – № 3. – Т. 27. – С. 444-454.
170. Володин Е.М., Дианский Н.А. Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 12. – С. 5-14.

171. Волощук В.М. Про можливі зміни середньомісячного температурного режиму України в першій половині ХХІ століття // Доп. НАН України. –1993. – № 12. – С. 105-111.
172. Гончарова Л.Д. Исследование барического поля и межширотных связей в районе Северной Атлантике // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2008. – Вип. 49. – С. 146-155.
173. Граховский Г.Н. Долгопериодные колебания барических полей в системе общей циркуляции атмосферы. – С.-П.: РГГМУ, 2005. – 100 с.
174. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В. Крупномасштабные колебания циркуляции атмосферы в Южном полушарии и их влияние на изменение климата некоторых регионов земного шара в ХХ веке // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 7. – С. 5-17.
175. Гущина Д.Ю. Оценка воспроизведения особенностей глобальной циркуляции атмосферы и взаимосвязи между циркуляцией в тропиках и умеренных широтах // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 8. – С. 5-26.
176. Гущина Д.Ю., Петросянц М.А. Циркуляция скорости ветра в центрах действия атмосферы как показатель количества осадков и температуры в их пределах. II. Анализ взаимосвязей на синоптических масштабах // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 6. – С. 5-15.
177. Дымников В.П. Моделирование климата и его изменений. – М.: ИВМ РАН, 2005. – 139 с.
178. Егоров А.Г. Солнечная активность, барическая волна в приземной атмосфере и многолетнее изменение арктического колебания // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 2. – С. 27-37.

179. Жадин Е.А. Арктическое колебание и межгодовые вариации температуры поверхности Атлантического и Тихого океанов // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 8. – С. 28-40.
180. Зверяев И.И. Климатология и долгопериодная изменчивость годового хода температуры воздуха над Европой // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 7. – С. 18-24.
181. Зверяев И.И., Архипкин А.В. Структура климатической изменчивости температуры поверхности Средиземного моря // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 6. – С. 55-63.
182. Казначеева В.Д., Тросников И.В. Оценка зависимости сезонной предсказуемости метеорологических величин в разных регионах Северного полушария от явления Эль-Ниньо – Южное колебание // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 2. – С. 5-19.
183. Касаткина Е.А., Шумилов О.И., Канатьев А.Г. Проявление циклов солнечной активности в атмосфере Северной Атлантики и Европы // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 1. – С. 55-59.
184. Мартазинова В.Ф., Остапчук В.В. Взаимозависимость процессов циркуляции в тропосфере и стратосфере при кратковременных и длительных потеплениях и похолоданиях в Украине // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2004. – Вип. 253. – С. 27-36.
185. Мартазинова В.Ф., Чайка Д.Ю. Изменение поля давления января на протяжении XX ст. на территории Атлантико-Европейского сектора // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2008. – Вип. 50. – С. 25-40.
186. Мартазинова В.Ф., Остапчук В.В. Особенности тропосферных и стратосферных атмосферных процессов при резких потеплениях и похолоданиях на территории Украины в теплый период года // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип. 249. – С. 24-34.

187. Алексеев Г.В. и др. Многолетние колебания ледовых условий и атмосферной циркуляции в приатлантической Арктике и Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 9. – С. 87-98.
188. Нестеров Е.С. Особенности состояния океана и атмосферы в различные фазы североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 8. – С. 74-82.
189. Переведенцев Ю.П. и др. Особенности проявления современного потепления климата в тропосфере Атлантико-Европейского региона // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 2. – С. 38-47.
190. Романова Г.В. Про зв'язок процесу блокування над Україною з Північноатлантичним коливанням // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2008. – Вип. 50. – С. 227-233.
191. Рыбак Е.А., Рыбак О.О. О Спектральной структуре североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 3. – С. 69-77.
192. Семенова И.Г. Колебания в поле давления в Атлантико-Европейскому секторе за период 1980-2002 гг. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2004. – Вип. 48. – С. 35-41.
193. Сизов А.А. Межгодовая сезонная изменчивость некоторых гидрометеорологических полей в отдельных районах Атлантико-Европейского сектора как проявление аномальности Северо-Атлантического колебания // Морской гидрофизический журнал. – 1999. – № 3. – С. 53-61.
194. Хохлов В.Н. Влияние Северо-Атлантического колебания на энергетику внетропических широт // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2002. – Вип. 46. – С. 30-34.

195. Хохлов В.М. Зв'язок між індексом Південного коливання та аномаліями температури глобального масштабу: нелінійний метод // Український гідрометеорологічний журнал. – 2008. – № 3. – С. 49-55.
196. Школьный Е.П., Серга Э.Н. Факторный анализ характеристик, определяющих взаимодействие атмосферы и океана в акватории Северной Атлантики // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2002. – Вип. 45. – С. 25-30.
197. Appenzeller C., Weiss A.K., Staehelin J. North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends // Geophys. Res. Lett. – 2000. – vol. 27. – P. 1131-1134.
198. Black R.X. Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation // J. Climate. – 2002. – vol. 15. – P. 268-277.
199. Bodri L., Cermak V. High frequency variability in recent climate and the north Atlantic oscillation // Theor. Appl. Climatol. – 2003. – vol. 74. – P. 33-40.
200. Deser C. On the teleconnectivity of the “Arctic oscillation” // Geophys. Res. Lett. – 2000. – vol. 27. – P. 779-782.
201. Eckhardt S., Stohl A., Beirle S. The North Atlantic Oscillation controls air pollution to the Arctic // Atmos. Chem. Phys. – 2003. – vol. 3. – P. 1769-1778.
202. Fraedrich K., Muller K. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes // Int. J. Climatology. – 1992. – vol. 12, № 1. – P. 12-31.
203. Gunduz M., Ozsoy E. Effects of the North Sea Caspian pattern on surface fluxes of Euro-Asian-Mediterranean seas // Geophys. Res. Lett. – 2005. – vol. 32. – P. 701-705.
204. Korres G., Pinardi N., Lascaratos A. The ocean response to low-frequency interannual atmospheric variability in the Mediterranean Sea. Part. I: Sensitivity experiments and energy analysis // J. Climate. – 2000. – vol. 13. – P. 705-731.

205. Polonsky A., Voskresenskaya E., Basharin D. Coupled ocean-atmosphere system and its impacts on European climate // *Climate in Transition* / Ed. L.C. Nkemdirim. – Washington, DC: Minuteman Press. – 2003. – P. 15-27.
206. Yashayaev I.M., Zverayaev I.I. Climate of the seasonal cycle in the North Pacific and North Atlantic oceans // *Int. J. Climatol.* – 2001. – vol. 21. – P. 401-417.
207. Каталоги индексов экстремальных летних сезонов по основным экономическим районам северного полушария // *Труды ГГО*, 1986. – Вып. 503. – С. 24-39.
208. Каталоги индексов экстремальных зимних сезонов по основным экономическим районам северного полушария // *Труды ГГО*, 1986. – Вып. 503. – С. 11-23.
209. Логинов В.Ф., Рочева Э.В. Связь энергообмена океан-атмосфера с вариациями геопотенциала поверхности H_{500} и температурой воздуха // *Труды ГГО*, 1987. – Вып. 531. – С. 16-24.
210. Кондратович К.В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 184 с.
211. Школьный Е.П., Серга Э.Н., Хохолькова Е.А. Исследование откликов климатических характеристик на территории Украины на процессы в системе «атмосфера-океан» в Северной Атлантике // *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*, 2002. – Вип. 46. – С. 13-24.
212. Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Исмагилов Н.В. Структура и взаимосвязи зимних макроциркуляционных процессов в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария // *Метеорология и гидрология*, 1998. – Вып. 5. – С. 25-35.
213. Wallace J. M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern hemisphere winter. – *Mon. Weather. Rev.*, 1982, vol. 109, P. 784 – 811.

214. Гончарова Л.Д. Исследование характеристик крупномасштабных процессов в районе Северной Атлантики. Тези науково-технічної конференції наукових та науково-педагогічних працівників ОДЕКУ. Матеріали конференції (8-15 лютого, 2005, Одеса) – С. 19-20.
215. Вангенгейм Т.Г. Оценка теплового влияния Атлантики на изменчивость барического поля в зимний период // Труды АА НИИ, 1989. – Том 416. – С.128 – 137.
216. Гончарова Л.Д. Схеми телеконекцій у полях складових швидкості вітру на поверхні 700 гПа в Атлантико-Європейському секторі. Зб. "Метеорологія, кліматологія та гідрологія", Одеса, 2004, Вип. – № 48. – С. 42-49
217. Goncharova L.D. Schemes teleconnection in fields of the basic characteristics of atmospheric circulation on isobaric surfaces of troposphere and the bottom stratosphere of northern hemisphere. International conference on environmental observations, modeling and informational systems, Tomsk, Russia, gyly 1-8, 2006.
218. North Sea-Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition / H. Kutiel, J. Benaroch // Theoretical and Applied Climatology. – 2002. – №71. – P.17-28.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1 КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ	6
1.1 Климат и общая циркуляция атмосферы	6
1.2 Формулировка задачи и исходный материал.....	10
2 ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МНОГОЛЕТНИХ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ.....	13
2.1 Распределение температуры в нижней атмосфере.....	14
2.2 Термический режим стратосферы.....	34
2.2.1 <i>Общие черты климатических полей температуры в стратосфере</i>	<i>34</i>
2.2.2 <i>Непериодические изменения температуры в стратосфере и мезосфере</i>	<i>50</i>
2.3 Статистическая структура вертикальных профилей температуры в тропосфере и стратосфере северного полушария	61
3 ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ	74
3.1 Особенности глобальных полей геопотенциала в тропосфере.....	74
3.2 Особенности глобальных полей геопотенциала в стратосфере	87
4 СТРУКТУРА ГЛОБАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ СКОРОСТИ ВЕТРА В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ.....	103
4.1 Постановка задачи.....	103
4.2 Основные черты зональной циркуляции в тропо-стратосфере.....	108
4.2.1 <i>Характеристика зональной составляющей скорости ветра в тропо-стратосфере.....</i>	<i>108</i>

4.2.2	<i>Струйные течения свободной атмосферы.....</i>	127
4.3	Основные черты меридиональной циркуляции в тропо- стратосфере.....	138
4.4	Факторный анализ статистической структуры вертикальных профилей составляющих скорости ветра.....	155
5	КЛАСТЕРЫ СОСТАВЛЯЮЩИХ СКОРОСТИ ВЕТРА.....	100
5.1	Статистическое районирование северного полушария для зональной составляющей скорости ветра.....	160
5.2	Статистическое районирование северного полушария для меридиональной составляющей скорости ветра.....	176
6	КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ПЕРИОДИЧНОСТИ В СОСТАВЛЯЮЩИХ СКОРОСТИ ВЕТРА В ТРОПО-СТРАТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ.....	190
6.1	Методика исследования и характеристика исходного материала.....	190
6.1.1	<i>Постановка задачи.....</i>	190
6.1.2	<i>Характеристика исходной информации.....</i>	193
6.1.3	<i>Методика выявления скрытых периодичностей.....</i>	196
6.1.4	<i>Сглаживание временных рядов составляющих скорости ветра.....</i>	201
6.2	Общая характеристика периодических колебаний составляющих скорости ветра.....	204
6.3	Внутрисезонные колебания скорости ветра.....	206
6.4	Полугодовые и годовые колебания скорости ветра.....	212
6.5	Квазидвухлетние колебания скорости ветра.....	220
6.6	Особенности межширотных связей между периодическими колебаниями скорости ветра в тропо-стратосфере северного полушария.....	233

7 СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ТЕЛЕКОНЕКЦИЙ В ПОЛЯХ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ СЕКТОРЕ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД.....	239
7.1 Характеристика исходного материала.....	239
7.2 Характеристика распределения составляющих скорости ветра в Атлантико-Европейском секторе в зимний период.....	243
7.3 Дальние связи в основных характеристиках общей циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском секторе.....	251
7.3.1 Постановка задачи.....	251
7.3.2 Схемы телеконекций в полях температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра на поверхности 700 гПа.....	256
7.3.3 Схемы телеконекций в полях температуры воздуха, геопотенциала и составляющих скорости ветра на поверхности 500 гПа.....	262
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	271