

Х. П. ПОГОСЯН

ОБЩАЯ ЦИРКУ- ЛЯЦИЯ АТМО- СФЕРЫ

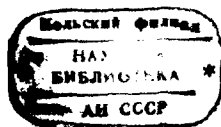
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1972

В книге излагаются современные достижения в изучении крупномасштабной циркуляции. Содержатся новые данные о строении атмосферы, полях температуры, давлении и ветре в тропосфере и стратосфере. Большое место уделяется сезонным и непериодическим атмосферным процессам и струйным течениям, зимним повышениям температуры в стратосфере северного полушария, в частности в Арктике. Даются современные представления о пассатной и муссонной циркуляции, рассматриваются особенности метеорологического режима в южном полушарии, включая Антарктиду. Представлены новые схемы общей циркуляции атмосферы. Специальная глава содержит важнейшие достижения гидродинамических исследований и численных экспериментов по общей циркуляции атмосферы.

Книга предназначена для студентов старших курсов гидрометеорологических вузов и университетов, аспирантов и научных работников в области метеорологических исследований.

This book comprises the latest developments in studies of large scale circulation and new data on the atmospheric structure wind, pressure and temperature regions in troposphere and stratosphere. Much consideration is given to seasonal and aperiodical atmospheric processes, stream jets and winter temperature increase in stratosphere of the Northern Hemisphere (over the Arctic region in particular). Modern concepts of monsoon and trade-wind circulation and the peculiarities of meteorological regime in the Southern Hemisphere (the Antarctic continent included) are expounded. New schemes of the general circulation of the atmosphere are presented. A particular chapter describes the significant attainments in hydrodynamical research and numerical experiments applied to studies of the general circulation of the atmosphere.

This volume may be useful to under- and postgraduate students and also to research workers in the field of meteorology.



В последние два-три десятилетия физика атмосферы (метеорология) как наука достигла больших успехов. Успех развития физики атмосферы в большой мере был подготовлен изобретением радиометеорологических приборов и развитием сети станций радиозондирования атмосферы в тридцатых годах и повышением высоты подъема радиозондов. В конце сороковых годов началось ракетное зондирование атмосферы, а еще через 10—15 лет были запущены метеорологические искусственные спутники Земли. Развитию метеорологии в значительной степени способствовали и быстродействующие электронные вычислительные машины (ЭВМ). Именно сочетание новой многочисленной глобальной информации о погоде на высотах с быстродействующей вычислительной техникой обеспечило стремительное развитие метеорологии, продолжающееся и в наши дни. Все это позволило более глубоко изучать различные звенья общей циркуляции атмосферы.

Под общей циркуляцией атмосферы надо понимать совокупность основных воздушных течений в тропосфере, стратосфере и мезосфере. Именно между этими сферами атмосферные процессы взаимосвязаны и здесь справедливы уравнения гидродинамики. Верхние разреженные слои атмосферы (термосфера и экзосфера) по характеру физических и химических процессов существенно отличаются от нижних сфер и мало с ними связаны.

Таким образом, общая циркуляция атмосферы есть совокупность основных видов движений, благодаря которым осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях в нижних трех сферах. К основным крупномасштабным атмосферным движениям относятся воздушные течения, обусловленные разностью температур между различными широтами, в том числе струйные течения и циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов. К ним можно отнести также пассаты и муссоны.

Именно эти виды воздушных течений играют важную роль в формировании погоды и климата Земли. Более мелкие по своим масштабам движения, такие, как шквалы, смерчи, бризы, горнодолинные ветры и др., имеют местное значение и хотя характерны для определенных географических районов, однако не могут оказать существенного влияния на режим общей циркуляции атмосферы. Обычно эти мелкие по масштабам движения (бризы, горнодолинные ветры) нарушаются под влиянием крупномасштабной циркуляции или, наоборот, зарождаются под ее влиянием (смерчи, шквалы и др.).

К сожалению, из-за недостатка данных наблюдений на больших высотах при изучении общей циркуляции атмосферы главное внимание обычно сосредоточивается на тропосфере и нижней стратосфере, особенно на тропосфере, где формируются погодообразующие процессы. Кроме того, метеорологи лишены возможности производить лабораторные опыты и экспериментальные работы, подобные тем, которыми широко пользуются физики. Этот недостаток безусловно не компенсируется наблюдениями в свободной атмосфере.

В настоящее время крупномасштабные атмосферные процессы исследуются гидродинамическим, синоптическим и статистическим методами.

Гидродинамические исследования общей циркуляции атмосферы преследуют цель описать и объяснить крупномасштабные движения в атмосфере, а также определить количественные связи циркуляции с условиями подстилающей поверхности, поступающей радиацией, обменом тепла, влаги и др.

Основная задача в этих исследованиях состоит в разработке теории атмосферных процессов. Такая задача была поставлена еще в тридцатых годах в работах Н. Е. Кочина, К. Россби. Позднее, серьезный вклад в развитие гидродинамической теории внесли работы И. А. Кибеля, Е. Н. Блиновой, А. М. Обухова, Дж. Чарни, Н. Филлипса и др.

В первый период развития гидродинамических исследований обычно ограничивались решением частных задач или получением средних полей температуры и давления. В 50-х годах появились исследования, учитывающие горизонтальное турбулентное перемешивание на материках и океанах (Е. Н. Блинова), а также вертикальное турбулентное перемешивание (А. М. Мхитарян). Были введены уточнения в расчеты отдельных составляющих атмосферной циркуляции путем более точного учета притока тепла (С. А. Машкович, Л. Р. Ракипова).

В последние годы успешно развиваются численные эксперименты и создаются теоретические модели общей циркуляции атмосферы (см. главу XII и статьи С. А. Машковича [97], Л. Р. Ракиповой, М. Е. Швеца [154], Дж. Смагоринского [163] и др.). Ведутся также исследования по установлению механизма превращения потенциальной энергии в энергию движения и перераспределения энергии. При изучении крупномасштабной циркуляции уже делаются попытки учета теплового обмена между атмосферой и океаном.

Современная вычислительная техника позволяет перейти от решения линейных задач, характерных до 50-х годов, к решению нелинейных и нестационарных задач. В гидродинамических исследованиях главное внимание пока что уделяется динамике процессов. Решением уравнений гидродинамики определяются количественные характеристики атмосферных движений и взаимосвязь между действующими в атмосфере силами и движениями, ими вызванными. Они приспособлены к прогностическим целям.

Наряду с развитием гидродинамических методов исследования и численных методов прогноза некоторых метеорологических элементов, модернизировались как синоптические, так и статистические методы исследования. Эти методы имеют сравнительно длинную историю, однако в последние десятилетия они начали применяться при решении самых различных метеорологических задач, в том числе и задач крупномасштабной атмосферной циркуляции. В синоптических исследованиях интересы ученых давно перестали ограничиваться мезометеорологическими объектами (атмосферные фронты, атмосферные вихри и др.), а охватили вопросы макроциркуляции атмосферы в пределах полушарий или даже в глобальном масштабе. В этих исследованиях почти всегда используются методы математической статистики.

Современные синоптические и статистические методы с использованием электронной вычислительной техники позволяют получать количественные зависимости между различными составляющими циркуляции. В этих исследованиях также преследуется цель определить роль отдельных факторов, оказывающих влияние на изменение циркуляции; изучаются статистические свойства метеорологических полей, закономерности развития и смен типов атмосферной циркуляции; производятся поиски связей между полями давления, геопотенциала и ветра в различных сферах по вертикали, между атмосферной циркуляцией и режимом осадков; ведутся исследования квазидвухлетней цикличности ветра в экваториальной зоне и за ее пределами; производятся поиски связей между космическими и геофизическими явлениями и атмосферной циркуляцией и даже погодой на земном шаре и в отдельных его районах.

Одной из главных задач гидродинамических и синоптико-статистических исследований общей циркуляции атмосферы является количественное определение влияния факторов на развитие крупномасштабной циркуляции. С решением этой важнейшей задачи тесно связано решение проблемы долгосрочного прогноза погоды и изыскание возможностей искусственного воздействия на атмосферные процессы с целью улучшения погоды и климата. К такому выводу пришли многие метеорологи мира независимо от того, пользуются ли они методами гидродинамики и численного эксперимента или синоптическими и статистическими методами.

Для решения столь сложной задачи, наряду с гидродинамическими методами изучения атмосферных процессов, широко ведутся синоптико-статистические разработки на основе анализа данных наблюдений. Это определяется математической трудностью точного решения уравнений гидродинамики применительно к метеорологическим задачам. Уравнения динамики, используемые для решения тех или иных задач общей циркуляции атмосферы и долгосрочных прогнозов погоды, из-за вынужденных упрощений еще не точно воспроизводят процессы, развивающиеся в реальной атмосфере. Создаваемые модели обычно отражают лишь некоторые их свойства. Не менее важно учесть, что исходные метеорологические данные, используемые для решения тех или иных задач,

не обладают необходимой точностью и к тому же их недостаточно для освещения территории всего земного шара или даже северного полушария. Ошибки исходных данных при расчете будущих полей метеозадающих элементов быстро возрастают. С высотой ошибки наблюдений еще более увеличиваются и создают трудности при прогнозе полей давления, влажности, температуры и ветра в тропосфере, а тем более — в стратосфере.

Усовершенствованием методов наблюдений и повышением точности их, конечно, не будут исчерпаны трудности решения стоящих перед метеорологией задач. Чтобы перейти рубеж предсказуемости (10—15 суток), необходимо усовершенствовать существующие физические модели крупномасштабных процессов.

Современные методы математической статистики с применением ЭВМ позволяют определять количественные характеристики атмосферных процессов и природу изменения циркуляции. Эти методы применяются для определения влияния целого комплекса взаимосвязанных факторов на атмосферную циркуляцию путем множественной корреляции. Производятся поиски количественных синхронных и асинхронных связей и зависимостей между различными объектами циркуляции и условиями погоды. Поиском синхронных связей обычно преследуется цель установить закономерности развития крупномасштабной циркуляции в пространстве, а поиском асинхронных связей — развитие циркуляции и погоды во времени для долгосрочных прогнозов погоды. В последнем случае наиболее надежная связь получается тогда, когда она выявляется во времени в течение последовательных сроков. Очевидно невозможно получить стойкие связи в тех случаях, когда прерывается эта последовательность во времени, тем более, если перерыв составляет большой отрезок времени. В этом случае невозможно сформулировать приемлемую физическую гипотезу.

Успех физико-статистических исследований во многом зависит от правильно сформулированной гипотезы. Многие неудачи статистических исследований в прошлом объясняются не только ограниченными возможностями вычислительных работ из-за отсутствия ЭВМ, но и произвольностью избранных параметров. Поэтому необходимо выбирать такие физические схемы, которые отражали бы влияние прежде всего наиболее весомых факторов, определяющих макрометеорологические процессы.

Говоря о гидродинамических, синоптических и статистических исследованиях, нельзя воздвигать между ними стену. Методы этих исследований, правда, разные, но известно, что в современных синоптических исследованиях независимо от масштабов процессов широко применяются достижения теоретической метеорологии и различные количественные характеристики, позволяющие все больше отойти от субъективистских суждений и выводов. То же относится и к статистическим исследованиям, особенно при постановке решаемых задач. С другой стороны, в решении гидродинамических задач применительно к атмосфере используются многие результаты, добытые эмпирическими исследованиями, а при поста-

новке численных экспериментов методы математической статистики применяются в широком плане. В метеорологии развитие теории обычно следует за фактами и обобщениями, добытыми эмпирическими исследованиями.

Крупномасштабные атмосферные процессы безусловно глобальны, поэтому изучение их необходимо вести также в масштабе глобальном. Однако многие исследователи ограничиваются территориями, составляющими всего лишь 10—30% площади земного шара.

В СССР и за рубежом сравнительно давно ведутся синоптические исследования крупномасштабной циркуляции над Европой, Азией, Америкой. В этих работах преследовалась главным образом цель определить преобразования термобарического поля тропосферы и установить связь между процессами в пространстве и во времени для целей долгосрочного прогноза погоды. В этом направлении еще в двадцатых годах большие работы выполнялись Б. П. Мультиановским [109], а в последующем многими известными метеорологами (Г. Я. Вангенгеймом, А. А. Гирсом, Д. А. Дрогайцевым, А. Л. Кацем, С. Т. Пагава, В. Г. Семеновым, Ю. Б. Храбровым и др.).

Уже много лет в Институте географии АН СССР ведутся исследования крупномасштабных типов циркуляции с целью определения преемственности их развития [47, 57, 58, 82, 192 и др.]. Попытки определения преемственности типов циркуляции (в целях долгосрочных прогнозов погоды) с помощью цепей Маркова в сороковых годах были предприняты и ташкентскими метеорологами [160].

В пятидесятых годах, особенно после Международного геофизического года, были заметно уточнены представления о характере атмосферной циркуляции в южном полушарии, в том числе в Антарктике [1, 20, 39, 135, 157, 170, 173, 174, 261 и др.].

Радиозондовые и ракетные наблюдения позволили изучить строение атмосферы до высот 80—100 км, характерные черты формирования термобарического поля стратосферы и тропосферы [186], периодические процессы в стратосфере в связи с процессами в тропосфере и т. п. [77, 142, 143, 225, 236, 238 и др.]. Во многих исследованиях применяются различные количественные характеристики с целью объективизации установленных положений и выводов.

Исследователями струйных течений получены различные их характеристики [35, 56, 131, 218 и др.]. Кстати сказать, после открытия струйных течений были опубликованы результаты сотен исследований. Многие авторы надеялись с помощью струйных течений разрешить все неясные вопросы метеорологии, но ожидания не оправдались. Ведь струйные течения являются лишь ветровой характеристикой высотных фронтальных зон. Струйные течения, являясь, говоря образно, артериями общей циркуляции атмосферы, возникают и разрушаются в результате изменения циркуляции воздуха, обусловленной перераспределением кинетической энергии

атмосферы. Поэтому струйными течениями можно лишь характеризовать некоторые особенности общей циркуляции атмосферы, а для установления ее закономерностей необходимо изучать факторы, обуславливающие возникновение и развитие крупномасштабной циркуляции, в том числе и струйных течений.

В течение ряда лет в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) ведутся весьма ценные исследования теплового баланса Земля—атмосфера на всей планете [10, 11, 21, 22 и др.], а в Ленинградском университете — режима радиации в свободной атмосфере. Много интересного получено за последние годы и в области влагооборота [62 и др.].

В последние годы в Гидрометцентре СССР, Институте физики атмосферы, Главной геофизической обсерватории, Институте океанологии АН СССР и других научных учреждениях страны, как и за рубежом, все больше применяются современные статистические методы для различного вида представления метеорологических полей, разложения их по системам ортогональных функций и приближенного вычисления многомерных вероятностей. Статистические связи применяются в целях прогноза метеорологических полей, изучаются статистические свойства полей геопотенциала, количественные характеристики запасов кинетической энергии геострофического движения, ведутся комплексные гидродинамико-статистические исследования общей циркуляции атмосферы. Эти исследования включают определение не только среднего состояния циркуляции, но и непериодические процессы. Изучается также роль факторов, определяющих термический режим атмосферы. Решаются различные метеорологические задачи, как, например, определяется аналогичность, типизация процессов и т. д. [5, 6, 45, 70, 76, 102, 106, 114, 118, 121, 122, 172, 188, 197, 202, 205, 255 и др.]. Не оставлены без внимания и вопросы влияния орографии на атмосферные процессы [123, 124 и др.].

В последние годы возрос интерес к исследованию колебаний общей циркуляции атмосферы и возмущения магнитного поля Земли как индикатора связи с различными видами солнечной активности. На новой основе изучается возможная связь между активностью Солнца и полем атмосферного давления Земли, зимние стратосферные потепления в связи с изменениями солнечной активности [8, 33, 112, 153, 159, 179, 189, 200].

Проводятся исследования системы океан—атмосфера с целью создания физической теории взаимодействия между океаном и атмосферой [18, 89, 162 и др.].

Начаты поиски асинхронных связей между особенностями сезонной циркуляции и погоды в тропосфере в зависимости от положения «циркумполярного» стратосферного вихря [68, 119, 120, 176, 258 и др.]. Некоторые исследователи ищут возможное опережение процессов в стратосфере с целью заблаговременного прогнозирования характера погоды в тропосфере. Однако можно считать установленным, что процесс развития меридиональности обычно начинается в тропосфере и лишь через 1—2 суток или почти синхронно

распространяется на нижние слои стратосферы [142, 143]. Преимущество исследования процессов, развивающихся в стратосфере, заключается в том, что для этой сферы характерна крупномасштабная циркуляция, которой удобно пользоваться при анализе закономерностей развития и смены циркуляции.

Интересные исследования по энергетике атмосферы ведутся Е. П. Борисенковым [16]. Эти исследования основаны на климатологическом описании энергетических принципов атмосферных процессов. Получены хорошо выраженные сезонные особенности преобразования энергии в связи с характером подстилающей поверхности. Для оценки сезонных преобразований различных видов энергии в атмосфере северного и южного полушарий вычислена кинетическая энергия не только по широтным зонам, но и по полушариям. Работы по анализу полной кинетической энергии, кинетической энергии среднего зонального движения, макротурбулентности, меридиональных движений выполняются и другими авторами [48, 74]. Определены количественные данные запасов кинетической энергии геострофического движения за отдельные годы, как и соотношение между различными ее составляющими. В последние годы за рубежом также ведутся интересные исследования энергетики атмосферы.

Проблема энергетики атмосферы сложна, но перспективна. Результаты исследования энергетики атмосферы показывают большие возможности этого направления.

В последние годы возрос интерес к тропикам и тропической метеорологии за рубежом и в Советском Союзе. Многочисленными морскими экспедициями впервые собраны богатейшие сведения о режиме и циркуляции воздуха в тропосфере и стратосфере низких широт. Эти данные обобщены и получены интересные выводы о природе пассатной и муссонной циркуляции, режиме ветра в экваториальной зоне тропосферы; обнаружена квазидвухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере. Получены ценные данные о тропических циклонах [24, 31, 79, 103, 115, 150, 167, 195, 219, 220, 221 и др.].

Метеорологические процессы в экваториальной зоне и в тропиках нашли отражение в исследованиях теплового баланса и режима ветра [2, 21, 22]. Опубликованы монографии и статьи с результатами исследования атмосферных процессов в низких широтах [155, 191, 241, 243].

Выполнены теоретические исследования атмосферной циркуляции в экваториальной зоне и тропиках [60, 195]. Сделаны попытки расчета переноса через экватор количества воздуха из одного полушария в другое в различные сезоны и короткие промежутки времени [92].

Естественно, что чем больше факторов приходится учитывать при решении задачи общей циркуляции атмосферы, тем больше возникает трудностей, которые, очевидно, можно будет преодолеть путем применения более совершенных электронных вычислительных машин, а также путем более глубоких исследований природы

различных явлений. Во многих случаях неизвестны и веса факторов, влияющих на развитие нестационарных процессов.

Дальнейшее развитие исследований общей циркуляции атмосферы в значительной мере будет зависеть и от полноты и качества данных наблюдений с помощью радиозондов, метеорологических ракет и искусственных спутников Земли. Изданы аэроклиматические атласы северного полушария [3, 4, 69] и готовятся к изданию подобные атласы для южного полушария. Радиозондовая и ракетная сеть станций позволяет повседневно изучать атмосферные процессы в пространстве, охватывающем по вертикали тропосферу — мезосферу на основе данных температуры, ветра и других параметров атмосферы. Заметим, что современная аэрологическая сеть станций, расположенная за малым исключением на материках, обеспечивает данными наблюдений лишь немногим более 20—25% поверхности Земли. Поэтому возрастает роль искусственных метеорологических спутников, которые в течение своего многодневного полета вокруг Земли регистрируют и передают необходимые сведения об атмосфере [30, 83, 181, 182 и др.].

С помощью искусственных спутников получают фотографии облачности на земном шаре, определяются границы снежного покрова, льдов и др. За час полета спутник снимает 2—3 десятка миллионов квадратных километров земной поверхности, составляющей около 5% площади Земли. Особенно ценны сведения, получаемые с малоосвещенных акваторий океанов. Очень важны искусственные спутники Земли, запущенные на орбиту, лежащую в экваториальной плоскости, на высоту около 36 000 км. Они, двигаясь с угловой скоростью вращения Земли, практически находятся все время над одной точкой. Такой геосинхронный спутник может охватить пространство 120° по экватору и столько же по меридиану, тем самым он может дать одновременный обзор большого пространства полушария. По данным геосинхронных спутников можно определять скорость и направление ветра в тропосфере по движению фотографируемых облаков, а также изучать развитие различных процессов в земной атмосфере.

Однако, несмотря на заметные успехи, важнейшая проблема метеорологии далека от решения, что объясняется не только сложностью атмосферных процессов, но и недостаточностью необходимых данных наблюдений, ограничивающих широту и глубину исследований.

В настоящей монографии изложены современные воззрения на многие вопросы общей циркуляции атмосферы и приведены новые данные, которые получены за последние годы. Она значительно отличается по содержанию от монографии автора, опубликованной в 1959 г.

В изложении материала и интерпретации многих вопросов атмосферной циркуляции автор придерживался своей точки зрения, оформившейся в результате многолетних исследований крупномасштабных атмосферных процессов в северном и южном полушариях. В главах VI—VIII использованы некоторые результаты исследо-

ваний, полученные в работе автора с сотрудниками А. А. Павловской и М. В. Шабельниковой.

Приведенные в книге графические и картографические материалы в большинстве являются авторскими оригиналами. На заимствованные из других работ графики и карты имеются соответствующие ссылки в тексте.

Так как в последние годы сделаны заметные успехи в области гидродинамических исследований общей циркуляции атмосферы и расширились работы по численным экспериментам, имеющим большое будущее, то в монографии этим вопросам посвящена двенадцатая глава. Автором ее является один из ведущих исследователей крупномасштабной атмосферной циркуляции методами гидродинамики и численных экспериментов С. А. Машкович.

1.1. Состав атмосферы

Прежде чем перейти к изложению основных вопросов атмосферной циркуляции, вкратце ознакомимся с современными достижениями в изучении состава и строения атмосферы.

Физические свойства атмосферы различны по вертикали и горизонтали. Различны температура, плотность, химический состав, режим циркуляции и др. Смена сезонов и непериодические процессы непрерывно изменяют ее состояние в различных поясах Земли. Эти изменения наиболее значительны на высотах. Однако основные свойства, присущие различным слоям и сферам, сохраняются. Это дает основание на деление атмосферы, простирающейся до высоты более 2000 км, на различные сферы.

Высота атмосферы в известной мере условна, так как составляющие ее газы, постепенно разрежаясь с высотой, распространяются в мировое пространство.

Установлено, что приблизительно до высоты 100 км химический состав атмосферы остается неизменным. Здесь воздух состоит по объему из смеси азота (78,08%), кислорода (20,95%) аргона (0,93%), двуокиси углерода (0,03%) и других газов, количество которых ничтожно мало. К последним относятся: водород, неон, гелий, криптон, ксенон, радон, закись азота, иод, озон, метан и др. Кроме этих газов, в атмосфере содержится водяной пар, частицы пыли, продукты сгорания и т. п.

Выше 100 км соотношение основных газов атмосферы существенно не меняется. Постоянство газового состава атмосферы в первой сотне километров объясняется интенсивной циркуляцией воздуха, вызывающей непрерывное перемешивание газов не только в нижних слоях, но и на больших высотах. Так, по данным ракетного зондирования, наблюдениями за светящимися облаками и движением метеорных следов установлено, что в высоких слоях атмосферы преобладают сильные ветры, сопровождающиеся турбулентными движениями. Непрерывное движение воздуха препятствует разделению газов в соответствии с их удельным весом, и процесс медленного диффузного проникновения одних газов в другие практически становится невозможным.

Количество углекислого газа в атмосфере непостоянно. В промышленных районах его несколько больше, чем вдали от них. Над Антарктикой в воздухе находится углекислого газа несколько

меньше, чем в других районах. В приземном слое воздуха количество углекислого газа претерпевает и суточные изменения. Ночью его несколько больше, чем днем. Объясняется это тем, что углекислый газ поглощается растениями лишь в светлое время суток, а ночью поглощение прекращается, в то время как промышленные объекты и животный мир выделяют его непрерывно.

Измерения показывают, что общее количество углекислого газа в приземном слое воздуха на протяжении последнего столетия несколько возросло. С высотой содержание углекислого газа в воздухе медленно убывает.

Наиболее изменчивым газом, составляющим атмосферу, является водяной пар, большая часть которого сосредоточена в самых нижних слоях атмосферы. В отличие от других газов, количество водяного пара с высотой быстро уменьшается. В нижнем пятикилометровом слое воздуха содержится около 90% всего количества водяного пара, а остальная часть его распределяется в слое до 12—15 км.

В атмосфере всегда содержится значительное количество пыли, поступающей с поверхности земли и из космического пространства. Она состоит из мельчайших твердых и жидких частиц, чрезвычайно разнообразных по своему происхождению.

Источником пыли в нижних слоях атмосферы являются безводные пустыни и степи. Массы воздуха, проходящие над засушливыми районами материков, содержат значительное количество пыли, крупные частицы которой быстро выпадают, а мелкие во взвешенном состоянии переносятся ветром на большие расстояния и вызывают помутнение воздуха и ухудшение видимости.

По химическому составу атмосферу по вертикали делят на два слоя: стратосферу — от поверхности земли до 100—110 км, и гетеросферу — выше 100—110 км.

Как уже отмечалось, в гомосфере состав атмосферы, в смысле процентного соотношения газов, ее составляющих, за исключением водяного пара, озона и углекислого газа, мало меняется с высотой. В гетеросфере состав атмосферы с высотой претерпевает изменения главным образом вследствие разложения молекул газов.

Гетеросфера отделяется от гомосферы слоем гомопаузы, который расположен на высотах 80—90 км. Высота гомопаузы в зависимости от адвекции, турбулентности, диффузии, а также, по-видимому, от изменения солнечной активности колеблется в пределах 10—20 км.

Выше 100 км под действием ультрафиолетовой радиации Солнца молекулы газов расщепляются на атомы. На высотах 100—200 км кислород (O_2) частично уже находится в атомарном (атомном) состоянии, в слое 200—1000 км атомы кислорода (O) преобладают. Выше 500 км большая часть азота (N_3) также находится в атомном состоянии (N).

Расщепление молекулярного кислорода (O_2) на атомы (O) процесс довольно медленный. Поэтому, судя по данным проб воздуха, выше 90—100 км количество молекулярного и атомарного

кислорода в течение дневного и ночного времени суток не подвергается существенным изменениям.

На высотах 500—1000 км, а при максимуме солнечной активности на высотах 1000—2000 км преобладает газ гелий, а выше — водород.

1.2. Строение атмосферы

Давление и плотность воздуха с высотой быстро уменьшаются. Хотя атмосфера простирается вверх на сотни километров, основная масса ее размещается в довольно тонком слое, прилегающем к поверхности земли. Так, в слое от уровня моря до высот 5—6 км сосредоточено 50% массы атмосферы, в слое 0—16 км — 90%, а в слое 0—30 км — 99%. Быстрое уменьшение массы воздуха происходит и выше 30 км. Если масса 1 м³ воздуха у поверхности земли равна 1033 г, то на высоте 40 км она составляет лишь 4 г.

На высоте 300—400 км и выше воздух сильно разрежен. Здесь в течение суток плотность его может изменяться во много раз. Исследования показали, что это изменение плотности связано с положением Солнца. Наибольшая плотность отмечается около полудня, наименьшая — ночью. Объясняется это отчасти тем, что верхние слои атмосферы реагируют на изменение электромагнитного излучения Солнца.

Температура воздуха с высотой подвергается существенным изменениям. По характеру изменения температуры с высотой атмосфера делится на несколько сфер, между которыми располагаются переходные слои. Наименования и главные характеристики сфер и переходных слоев следующие:

Сфера	Высота нижней и верхней границы, км		Изменение температуры с высотой	Переходный слой
	от	до		
Тропосфера	0	8—17	Понижение	Тропапауза
Стратосфера	8—17	50—55	Повышение	Стратопауза
Мезосфера	50—55	80	Понижение	Мезопауза
Термосфера	80	800	Повышение	Термопауза
Экзосфера (внешняя сфера)	Выше 800		—	—

Рассмотрим основные данные о физических свойствах сфер атмосферы.

Тропосфера. Физические свойства тропосферы в значительной степени определяются влиянием земной поверхности, которая является ее нижней границей. Наибольшая высота тропосферы наблюдается в экваториальной и тропической зонах. Здесь она достигает 16—17 км и сравнительно мало подвергается суточным и сезонным изменениям. В Арктике и Антарктике верхняя граница тропосферы лежит в среднем на уровне 8—10 км, а в средних широтах — на уровне 10—12 км.

Вертикальная протяженность тропосферы в значительной мере зависит от характера атмосферных процессов. Нередко в течение суток верхняя граница тропосферы над данным пунктом или районом опускается или поднимается на несколько километров. Это связано главным образом с изменением температуры воздуха.

В соответствии с притоком солнечной энергии температура понижается от экватора к полюсам. Так, средняя температура воздуха у поверхности земли у экватора достигает $+26^{\circ}\text{C}$, над полярными областями зимой -34 , -36°C , а летом около 0°C в северном полушарии и -20 , -25°C в южном полушарии.

С высотой разность температур экватор—полюс уменьшается. Например, на высоте 5 км на экваторе температура достигает -2 , -4°C , а на этой же высоте в Центральной Арктике -37 , -39°C зимой и -19 , -20°C летом; следовательно, разность температуры зимой равна $35-36^{\circ}$, а летом $16-17^{\circ}$. В южном полушарии эти разности несколько больше.

В тропосфере ярко выражены зоны значительных горизонтальных градиентов температуры, давления и больших скоростей ветра. Эти опоясывающие Землю высотные планетарные фронтальные зоны играют большую роль в развитии атмосферных процессов. В их системе находятся тропосферные струйные течения, где осуществляется наиболее интенсивная горизонтальная и вертикальная циркуляция атмосферы.

Энергию макромасштабной атмосферной циркуляции можно определять контрастами температуры экватор—полюс. Так как зимой величина контрастов больше, то и атмосферные процессы протекают более интенсивно, чем летом. Этим же объясняется тот факт, что преобладающие западные ветры зимой в тропосфере имеют большие скорости, чем летом. При этом скорость ветра, как правило, возрастая с высотой, достигает максимума вблизи верхней границы тропосферы. Горизонтальный перенос сопровождается вертикальными перемещениями воздуха и турбулентным движением. Вследствие подъема и опускания больших объемов воздуха образуются и рассеиваются облака, возникают и прекращаются осадки.

Стратосфера простирается от высот 8—17 до 50—55 км. Она была открыта в конце XIX века. По физическим свойствам стратосфера резко отличается от тропосферы уже тем, что температура воздуха здесь, как правило, повышается с высотой в среднем на $1-2^{\circ}$ на 1 км, и на верхней границе (на высоте 50—55 км) становится равной 0°C и даже выше.

Большая заинтересованность в познании процессов, развивающихся в стратосфере, вызвана прежде всего тем, что для развития численных методов прогноза необходимо знать характер связи между тропосферой и вышележащей сферой. Для обеспечения полетов сверхзвуковой авиации необходимы данные о режиме температуры и ветра в этой сфере и характере распределения озона, которым в значительной мере определяется тепловой баланс стратосферы. Кроме того, вторжение человека в космическое

пространство потребовало более точных данных о метеорологическом режиме стратосферы.

Стратосфера очень бедна водяным паром. Здесь не происходит бурных процессов облакообразования и не выпадают осадки. Однако на высоте около 30 км временами происходит конденсация водяного пара и возникают облака. В этих случаях относительная влажность возрастает до 100%. При нисходящих движениях относительная влажность, по-видимому, значительно уменьшается. На рис. 1 приведены кривая изменения количества водяного пара и модель меридионального распределения содержания водяного пара, построенная на основании прямых измерений.

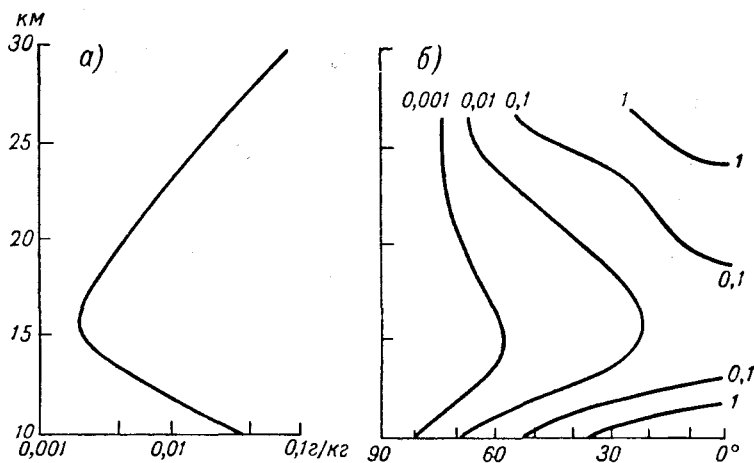


Рис. 1. Содержание водяного пара в стратосфере (а) и модель меридионального его распределения в г/кг (б), по данным [180].

В стратосфере имеется пыль, хотя в самой этой сфере нет источников пыли. Пыль попадает сюда из космоса и из выше расположенных слоев в результате сгорания метеоров, попадающих в земную атмосферу. Пыль поступает и из тропосферы при вулканических извержениях, сопровождающихся сильными конвективными потоками.

Еще совсем недавно предполагали, что стратосфера является сравнительно спокойной средой, где не происходит перемешивание воздуха, как в тропосфере. Поэтому считали, что газы в стратосфере расположены слоями в соответствии со своими удельными весами, отсюда и название стратосферы (стратус — слоистый). Полагали также, что температура в стратосфере формируется только под действием лучистого равновесия.

Новые данные, полученные с помощью радиозондов и метеорологических ракет, показали, что в стратосфере и в верхней тропосфере, осуществляется интенсивная циркуляция воздуха, которая также оказывает влияние на изменения температуры и циркуля-

ции. Здесь, как и в тропосфере, воздух испытывает значительные вертикальные перемещения, турбулентные движения при сильных горизонтальных воздушных течениях.

В стратосфере преобладает повышение температуры с высотой, обусловленное главным образом озоном. Озон обладает способностью поглощать ультрафиолетовую радиацию. Сезонные колебания температуры в стратосфере вызваны в основном радиационными условиями в течение полярной ночи и полярного дня, а непериодические — динамикой атмосферных процессов.

1.3. Озон в атмосфере (O_3)

Озон занимает почти всю стратосферу. Он является самым важным газом в этой сфере. Молекула озона состоит из трех атомов кислорода. Образуется озон преимущественно в верхней стратосфере под действием ультрафиолетовой солнечной радиации. В нижней стратосфере содержание озона связано с поступлением его из верхних слоев путем диффузии, а в основном — в результате вертикальных движений воздуха.

Общее содержание озона в атмосфере невелико. Весь озон в атмосфере определяется слоем толщиной 2—3 мм. Наибольшая его концентрация в среднем приходится на слой 20—30 км. Озон играет ведущую роль в формировании сезонного режима температуры и циркуляции воздуха в стратосфере. Количество озона неодинаково над различными широтами Земли. В средней и нижней стратосфере его больше, чем в верхней (рис. 2). Наибольшее его количество наблюдается весной в высоких широтах. На рис. 2—4 изображено среднее годовое количество озона по вертикали в мкмб за 1956—1966 гг. по Р. Д. Божкову [207, 208]. Как следует из рис. 2, в тропосфере и верхней стратосфере его мало. Наибольшая концентрация озона приходится на слой вблизи 25 км высоты. В весенние месяцы озона много в нижней стратосфере обоих полушарий (рис. 3), осенью, наоборот, меньше (рис. 4). Кроме сезонных, характерны и непериодические колебания, которые, по-видимому, зависят от горизонтальной и вертикальной составляющих атмосферной циркуляции.

До последних лет удавалось измерять лишь общее количество озона, но уже создана аппаратура для измерения распределения количества его на различных высотах. На рис. 5 приведены примеры изменения количества озона и температуры с высотой в Нью-Мексико осенью в тропической зоне и Черчилле на севере умеренной зоны в начале марта. В соответствии с широтой и временем года общее содержание озона в Нью-Мексико составляло 242 мкмб, а в Черчилле — 520 мкмб. Интересно также, что наибольшая концентрация озона в тропической зоне находилась на высотах 23—25 км, а в умеренной зоне на 17—18 км. На рис. 5 приведены также кривые изменения температуры с высотой. Первая типична для тропической зоны на материках в зимние месяцы.

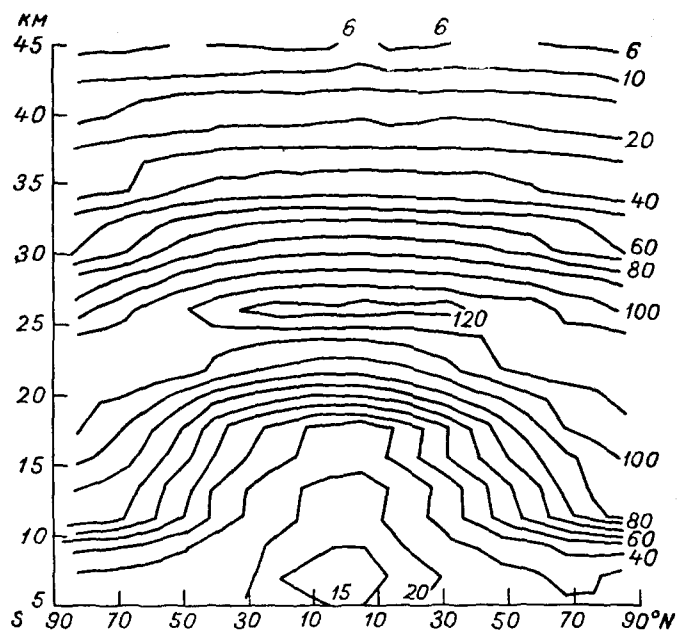


Рис. 2. Среднее вертикальное распределение озона (мкмб) на земном шаре за 1956—1966 гг.

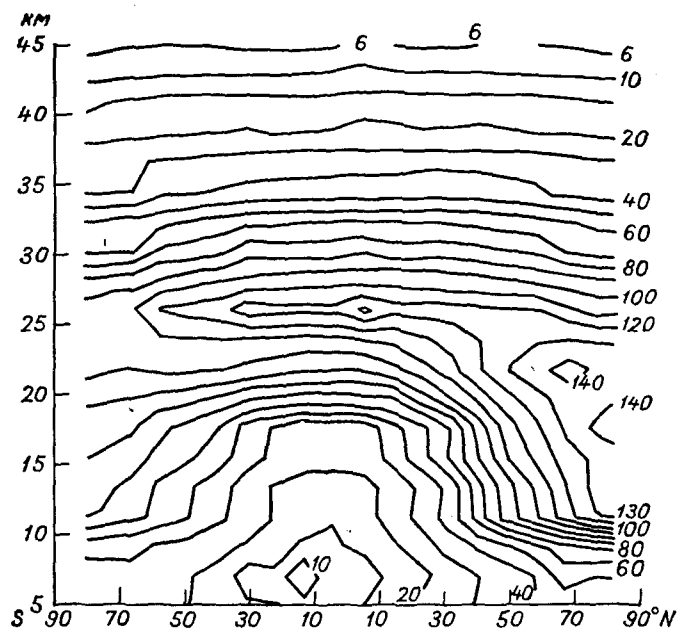


Рис. 3. Среднее вертикальное распределение озона на земном шаре в марте—апреле [207].

С измерением количества озона на различных высотах появилась новая возможность изучения причин его повседневных изменений. Очевидно, изменение количества озона сопровождается изменениями температуры и находится в зависимости от горизонтальной и вертикальной циркуляции воздуха [53, 207, 208]. В частности, при северном ветре количество озона возрастает, а при южном — убывает [223]. Однако, как показывают наблюдения, не во всех случаях изменение общего количества озона можно объяснить горизонтальной адвекцией воздуха.

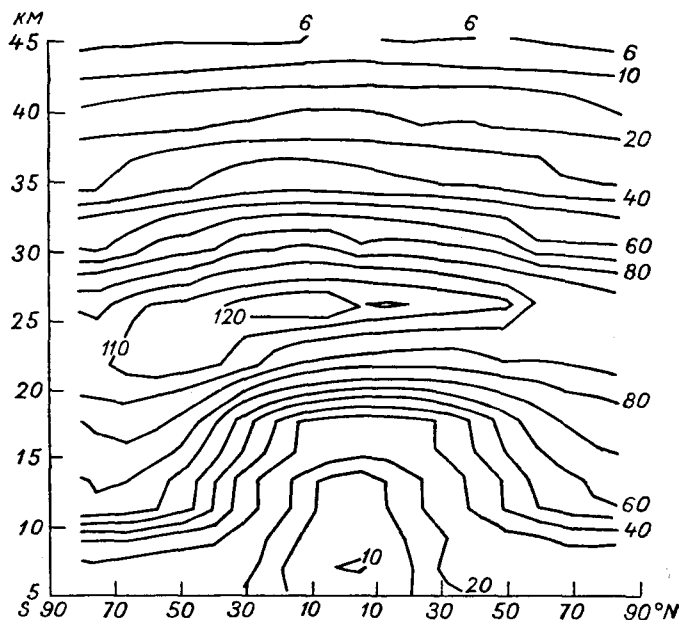


Рис. 4. Среднее вертикальное распределение озона на земном шаре в сентябре—октябре [207].

Причины образования озона, по-видимому, нельзя считать окончательно выясненными. Как было сказано выше, максимум концентрации озона расположен в среднем на высотах 20—24 км. Общее количество озона и его годовой ход возрастает от экваториальной зоны к высоким широтам. При этом максимумы концентрации озона у экватора и в полярной зоне расположены на разных высотах. Некоторые исследователи считают, что ультрафиолетовая радиация не достигает уровня 20—24 км, где расположен максимум озона, и делают вывод, что образование озона вызвано не ультрафиолетовой радиацией Солнца. Приводятся и другие доводы против влияния ультрафиолетовой радиации на образование озона и высказано предположение, что в создании озона большую роль играют космические лучи [203].

В последнее время выдвинута гипотеза о возможности образования озона в мезосфере и сделано предположение, что большое его количество содержится вблизи мезопаузы. Предполагается также, что в этом слое он играет важную роль в балансе энергии в нижней термосфере. Если это правильно, то возможно, что боль-

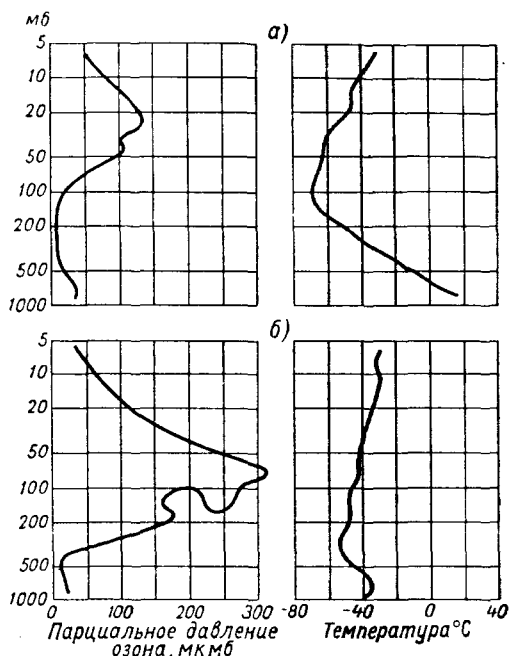


Рис. 5. Распределение количества озона и температуры с высотой в Нью-Мексико, 9 октября 1963 г. (а) и в Черчилле, 4 марта 1964 г. (б).

шие вертикальные движения воздуха в стратосфере—мезосфере оказывают немалое влияние на распределение озона по вертикали.

Мезосфера. Наблюдениями с помощью метеорологических ракет, как и косвенными методами, установлено, что общее повышение температуры, наблюдающееся в стратосфере, заканчивается на высотах 50—55 км. Выше этого слоя температура вновь понижается и у верхней границы мезосферы (около 80 км) достигает —60, —100°С. Далее вновь происходит повышение температуры с высотой.

Интересно отметить, что характерное для мезосферы понижение температуры с высотой происходит неодинаково на различных широтах и в течение года. В низких широтах температура падает медленнее, чем в высоких: средний для мезосферы вертикальный градиент температуры равен соответственно 0,23° и 0,31° на 100 м или 2,3° и 3,1° на 1 км. Летом он значительно больше, чем зимой.

Как показали новейшие исследования в высоких широтах, температура на верхней границе мезосферы летом на несколько десятков градусов ниже, чем зимой.

В соответствии с меридиональным распределением температуры, в нижней мезосфере в течение всего года наблюдается термический ветер восточной четверти. В результате действия термического ветра, в этом слое западные ветры зимой с высотой ослабевают, а восточные ветры летом усиливаются. Характер циркуляции воздуха в нижней мезосфере мало отличается от циркуляции его в стратосфере.

На высоте 80 км расположена мезопауза — переходный слой между стратосферой и мезосферой. На этой высоте иногда наблюдаются облака, носящие название серебристых. Они чаще всего появляются летом. Природа их еще недостаточно изучена. Предполагается, что они состоят из пылевых частиц.

Термосфера. В этой сфере происходит интенсивное поглощение ультрафиолетового излучения Солнца, нагрев и ионизация атмосферы. В термосфере характерно быстрое повышение температуры с высотой. Уже на высоте около 100 км температура переходит через 0°C , в слое 150—200 км она достигает 500°C , а на уровне 500—600 км превышает 1500°C . На основе данных, полученных при запусках искусственных спутников Земли, найдено, что в верхней термосфере температура достигает почти 2000°C . Такая высокая температура в термосфере определяется большой скоростью движения молекул. В нижней, наиболее плотной части атмосферы молекулы газов, составляющих воздух, при движении часто сталкиваются между собой и мгновенно передают друг другу кинетическую энергию. Поэтому кинетическая энергия в плотной среде в среднем одна и та же. В высоких, слоях, где плотность воздуха очень мала, столкновения между молекулами, находящимися на больших расстояниях, происходят реже. При поглощении энергии скорость молекул в промежутке между столкновениями сильно изменяется, к тому же молекулы более легких газов движутся с большей скоростью, чем молекулы тяжелых газов. Вследствие этого температура газов может быть различна.

В разреженной газовой среде сравнительно немного молекул, и если они движутся с большими скоростями, то и температура в данном объеме воздуха будет велика. В термосфере на высоте 300 км в 1 см^3 воздуха содержится только $27 \cdot 10^8$ молекул различных газов, в то время как у поверхности земли — около $27 \cdot 10^{18}$ молекул. Иначе говоря, плотность воздуха, как и давление его, быстро убывает с высотой. Если принять плотность у поверхности земли за единицу, то на высоте 50 км она равна $1 \cdot 10^{-6}$, на 500 км $1 \cdot 10^{-12}$, а на 1000 км практически она равна 0.

Вблизи поверхности земли в 1 см^3 воздуха происходит в секунду 100 млн. соударений частиц, а в термосфере свободный пробег частицы без столкновения с другими определяется сотнями километров.

Имеющиеся сведения о термосфере еще недостаточны для вы-

водов о ее строении, режиме и процессах, развивающихся в ней. Однако уже известно, что на режим температуры термосферы большое влияние оказывает ультрафиолетовая, корпускулярная и рентгеновская радиация Солнца. Предполагается, что колебания температуры в этой сфере связаны с изменением солнечной активности и что при максимальной и минимальной активности Солнца разность температуры достигает сотен градусов. Температура в термосфере изменяется и в течение суток. В верхней термосфере разность температуры в светлое и темное время суток достигает около 100° . В соответствии с колебаниями температуры неустойчивы здесь и ветры.

Поверхность, отделяющая термосферу от вышележащей экзосферы, называется термопаузой. Она испытывает большие колебания в зависимости от изменения солнечной активности и других факторов. По вертикали эти колебания достигают 100—200 км и более.

1.4. Ионизация атмосферы

Наиболее интересной особенностью верхней мезосферы и термосферы является ионизация воздуха, т. е. процесс образования огромного количества электрически заряженных частиц — ионов. Так как ионизация газов является характерной для нижней термосферы, то ее называют ионосферой.

Газы в ионосфере находятся большей частью в атомарном состоянии. Под действием ультрафиолетового и корпускулярного излучения Солнца, обладающего большой энергией, происходит процесс отщепления электронов от нейтральных атомов и молекул воздуха. Атомы и молекулы, потерявшие один или несколько электронов, становятся положительно заряженными, а свободный электрон может присоединяться снова к нейтральному атому или молекуле и наделять их своим отрицательным зарядом. Такие положительно и отрицательно заряженные атомы и молекулы называются ионами, а газы — ионизированными, т. е. получившими электрический заряд. При большой концентрации ионов газы становятся электропроводными.

Процесс ионизации наиболее интенсивно происходит в мощных слоях, ограниченных высотами 60—80 и 220—400 км. В этих слоях существуют оптимальные условия для ионизации. Здесь плотность воздуха заметно больше, чем в верхней атмосфере, а поступление ультрафиолетовой и корпускулярной радиации Солнца достаточно для процесса ионизации.

Ионосфера в значительной мере влияет на распространение радиоволн. Ионизированные слои отражают средние и короткие радиоволны. Поэтому становится возможной дальняя радиосвязь. Заряженные атомы-ионы отражают короткие радиоволны, и они вновь возвращаются на земную поверхность, но уже в значительном отдалении от места радиопередачи. Очевидно, этот путь короткие радиоволны совершают несколько раз, и таким образом обес-

печивается дальняя радиосвязь. Однако известно, что иногда радиосвязь на коротких волнах нарушается. Это происходит в результате хромосферных вспышек на Солнце, вследствие которых резко усиливается ультрафиолетовое излучение Солнца, приводящее к сильным возмущениям ионосферы и магнитного поля Земли — магнитным бурям. При магнитных бурях нарушается радиосвязь, так как движение заряженных частиц зависит от магнитного поля. Во время магнитных бурь ионосфера хуже отражает радиоволны или пропускает их в космос. Главным образом с изменением солнечной активности, сопровождающейся усилением ультрафиолетового излучения, увеличивается электронная плотность ионосферы и поглощение радиоволн в дневные часы, приводящее к нарушению нормальной работы радиосвязи на коротких волнах.

На основании исследований установлено, что в мощном ионизированном слое имеются зоны, где концентрация свободных электронов достигает несколько больших значений, чем в соседних слоях. Известны четыре такие зоны, которые располагаются на высотах около 60—80, 100—120, 180—200 и 300—400 км и обозначаются буквами D, E, F₁ и F₂. При усиливающемся излучении Солнца заряженные частицы (корпускулы) под влиянием магнитного поля Земли отклоняются в сторону высоких широт. Войдя в атмосферу, корпускулы усиливают ионизацию газов настолько, что начинается их свечение. Так возникают полярные сияния — в виде красивых многокрасочных дуг, загорающихся в ночном небе преимущественно в высоких широтах Земли. Полярные сияния сопровождаются сильными магнитными бурями. В таких случаях полярные сияния становятся видимыми в средних широтах, а в редких случаях даже в тропической зоне.

Обычно полярные сияния располагаются на высоте около 100 км, нередко они обнаруживаются на высоте нескольких сотен километров, а иногда на уровне около 1000 км. Хотя природа полярных сияний в известной мере выяснена, однако остается еще много нерешенных вопросов, связанных с этим явлением. В частности, еще не известны причины многообразия форм полярных сияний.

Экзосфера (сфера рассеяния) — самая верхняя часть атмосферы расположена выше 700—800 км. Температура в экзосфере возрастает с высотой предположительно до 2000°С. В отличие от термосферы, газы здесь еще более разрежены.

При высоких температурах на условной границе атмосферы скорости частиц газов достигают приблизительно 12 км/сек. При таких скоростях газы постепенно уходят из области действия земного притяжения в межпланетное пространство. Происходит это очень медленно.

В исследовании высоких слоев атмосферы богатые данные получены со спутников серии «Космос» и «Электрон», геофизических ракет и космических станций. Ценными оказались и непосредственные наблюдения космонавтов.

1.5. Атмосфера—космос

Прежние предположения, что за пределами атмосферы Земли, в межпланетном пространстве, газы очень разрежены и концентрация частиц не превышает нескольких единиц в 1 см^3 , не оправдались. Исследования показали, что околоземное пространство заполнено заряженными частицами. На этой основе была выдвинута гипотеза о существовании зон вокруг Земли с заметно повышенным содержанием заряженных частиц, т. е. поясов радиации — внутреннего и внешнего. Новые данные помогли внести уточнения. Оказалось, что между внутренним и внешним поясами радиации также имеются заряженные частицы. По новым предположениям вместо поясов радиации существуют зоны радиации без четко выраженных границ. Границы радиационных зон изменяются в зависимости от солнечной активности. При ее усилении, т. е. когда на Солнце появляются пятна и струи газа, возрастает поток космических частиц, которые и питают радиационные зоны Земли.

Радиационные зоны опасны для людей, совершающих полеты на космических кораблях. Поэтому перед полетом в космос определяется состояние и положение радиационных зон, а орбита космического корабля выбирается с таким расчетом, чтобы она проходила вне областей повышенной радиации. Однако высокие слои атмосферы, как и близкое к Земле космическое пространство, еще мало исследованы.

**ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА
В ТРОПОСФЕРЕ—МЕЗОСФЕРЕ**

**2.1. Главные факторы,
влияющие на сезонное распределение температуры**

Солнечная радиация, этот основной источник атмосферного тепла и движения, проникая в атмосферу, по-разному воздействует на нижние и верхние слои.

Для коротковолновой солнечной радиации воздух в тропосфере является почти прозрачным. Достигают земной поверхности и поглощаются ею волны длиной 0,3 мкм и более. Нагреваясь, земная поверхность излучает в атмосферу длинноволновую радиацию, которая поглощается водяным паром (H_2O), двуокисью углерода (CO_2), твердыми примесями, содержащимися в воздухе, и др. Главные полосы поглощения водяным паром 5,5—7 мкм и более 18 мкм, а CO_2 —4,4 и 14,7 мкм. Особенно много лучистой энергии поглощают и рассеивают облака. Рассеянная облаками радиация частично поступает на поверхность земли. Поэтому в районах земного шара, где в течение года облакообразование происходит часто, величина рассеянной радиации больше, чем в районах с преимущественно ясной погодой.

Оставляя в стороне вопросы, связанные с фактическим притоком тепла в различных частях земного шара, отметим, что в экваториальной зоне и вообще в низких широтах количество тепла, поступающего на единицу поверхности земли в течение года, значительно превосходит количество тепла, поступающего в высокие широты.

Весьма важную роль в передаче тепла от земной поверхности в атмосферу играет конвективный и турбулентный теплообмен. Тепло поступает в атмосферу также и во время конденсации водяного пара при облакообразовании и сублимации. Перераспределение тепла между различными широтными зонами происходит адвективно.

Турбулентный обмен по вертикали приводит к соответствующему перемешиванию масс воздуха и обуславливает уменьшение вертикального градиента температуры. Так как величина нагрева земной поверхности в среднем уменьшается от тропиков к полюсам, то и горизонтальный градиент температуры в тропосфере имеет то же направление. Поскольку высотное поле давления зависит главным образом от поля температуры, то на вращающемся земном шаре имеет место западный перенос воздуха, обусловлен-

ный неодинаковым притоком солнечной энергии к экватору и полюсам.

Перемещения воздушных масс сопровождаются изменением их термических и других свойств, т. е. процессом трансформации. Значительные междуширотные перемещения воздушных масс являются существенной чертой общей циркуляции. Однако на циркуляцию атмосферы большое влияние оказывает трансформация масс воздуха не только при междуширотном, но и при западном переносе их над подстилающей поверхностью с резко различными свойствами, т. е. 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 вызваны распределением материков и океанов.

Развивающаяся метеорология уже позволяет изучать процессы поступления тепла в атмосферу и находить температуру воздуха, отправляясь от таких физических констант, как солнечная постоянная, коэффициент поглощения атмосферы, турбулентное перемешивание и т. п. Однако вследствие сложности проблемы до сих пор имеются только некоторые попытки применения теории поглощения и рассеяния лучистой энергии для исследования общей циркуляции атмосферы.

Меридиональный воздухообмен происходит посредством цикло- и антициклонической деятельности. Здесь дело не только в вихревом характере движения, при котором в передней его части происходит адвекция тепла с юга на север, а в тыловой — адвекция холода с севера на юг. В системе антициклона осуществляется обратный перенос. Не менее важно, что в северном полушарии подвижные циклоны имеют в среднем составляющую движения к северу, а антициклоны — к югу. При этом движение циклонов сопровождается адвекцией тепла к северу, а движение антициклонов — адвекцией холода к югу.

Движение барических образований в южном полушарии аналогично движению их в северном полушарии и также сопровождается выносом теплого воздуха в высокие широты и холодного — в умеренные и низкие широты, хотя в соответствии с условиями подстилающей поверхности процесс меридионального воздухообмена здесь происходит интенсивно, но ограничен главным образом средними широтами.

Если бы в атмосфере не возникали различные вихри и не происходил макротурбулентный обмен, то на земном шаре было бы иное распределение температуры, чем наблюдающееся в действительности. Горизонтальный макротурбулентный обмен понижает температуру воздуха в экваториальной зоне и вообще в низких широтах и повышает температуру в высоких широтах. Эффект макротурбулентного обмена больше всего сказывается в высоких широтах. Величина горизонтального макротурбулентного эффекта больше зимой, чем летом, поскольку в холодное полугодие приток

солнечной радиации в средних и высоких широтах значительно меньше, чем в теплое полугодие.

Известно, что в зоне между экватором и 39° северной и южной широты радиационный баланс в течение всего года положителен, а к северу и к югу от указанной зоны в холодное время года он отрицателен. Баланс тепла между низкими и высокими широтами устанавливается междуширотным обменом в атмосфере и гидросфере.

Величины разности между вычисленными значениями средних широтных температур для условий лучистого равновесия и фактическими температурами для тех же широт в северном полушарии (табл. 1) указывают на интенсивность происходящего перераспределения тепла под влиянием макротурбулентного воздухообмена.

Таблица 1

Средние значения температуры для условий лучистого равновесия и фактическая среднеширотная температура (по Бауру)										
Широта, град.	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Температура лучистого равновесия °С	39	36	32	22	8	-6	-20	-32	-41	-44
Температура фактическая	26	27	25	20	14	6	-1	-9	-18	-22
Разность	-13	-9	-7	-2	+6	+12	+19	+23	+23	+22

Путем макротурбулентного обмена высокие широты получают дополнительное количество тепла из тропиков, а низкие широты, наоборот, охлаждаются за счет притока более холодных масс воздуха из средних широт. Например, уже на 40° N фактическая средняя температура воздуха выше на 6°С, а на широтах 70—80° — на 23°С, чем должна быть по условиям притока солнечной энергии (вместо -32, -41° она равна -9, -18°). Наоборот, в экваториальной зоне температура на 13° ниже, чем по условиям притока солнечной радиации (вместо 39° она равна лишь 26°С).

В формировании поля температуры воздуха важную роль играют морские течения. В. В. Шулейкин [198] впервые вычислил количество тепла, переносимого через Атлантическое побережье Европы, и показал, какое огромное влияние оно оказывает на тепловой баланс северных морей, омывающих СССР. Позднее Х. П. Погосян [126] на основе данных аэрологических наблюдений установил, что прогретые и увлажненные массы воздуха в тропосфере, распространяясь на сушу со стороны Атлантического океана, отепляют не только всю Европу, но и оказывают определенное влияние на значительную часть Северной Азии, до берегов р. Лены. При этом тепло переносится с запада не только по суше, но и по северным морям. Нередки зимой случаи, когда сильные морозы сменяются оттепелью. Влияние, которое оказывают морские течения на климат Евразии, количественно определено в работах [2 и 21].

Из рис. 6 следует, что в Атлантическом океане течениями выносятся в северную Атлантику на 1 см² площади в год тепло в количестве 80—100 ккал., что почти равно количеству тепла, получаемому на ту же площадь океаном в виде суммарной радиации. В зоне холодных течений, наоборот, теряется много тепла. В частности, в зоне между 20 и 40° N у Калифорнийского побережья на 1 см² теряется в год 60 ккал., а количество тепла, получаемое океаном в виде приходящей суммарной радиации, равно 100 ккал./см² год. Из общего количества поступающей солнечной энергии лишь около 2% превращается в кинетическую энергию движения (по М. И. Будыко).

На распределение температуры воздуха на земном шаре большое влияние оказывает подстилающая поверхность. Распределение суши по широтам (табл. 2) дает представление о различии подстилающей поверхности в северном и южном полушариях. В северном полушарии на долю материков приходится 39,3% всей поверхности, а на долю морей и океанов — 60,7%; в южном же полушарии водная поверхность занимает 80,9%, а суша — 19,1% всей поверхности. Только в экваториальной зоне обоих полушарий материки и океаны занимают приблизительно одинаковую площадь. В высоких и средних широтах различие площадей суши и моря значительно. Особенно существенно, что в южном полушарии благодаря наличию Антарктиды между 75 и 90° ю. ш. суша занимает всю площадь, а между широтами 65 и 35° ю. ш. — всего 0—9%. В то же время в северном полушарии между 75—90° с. ш. суша занимает 24—0% площади, а между 65 и 35° с. ш. — 76—42%.

Таблица 2

Распределение суши по широтам (%)

Полушарие	Широта, град.								
	90	80	75	70	65	60	55	50	45
Северное	0	20	24	53	76	61	55	58	51
Южное	100	100	100	71	1	0	1	2	3

Полушарие	Широта, град.								
	40	35	30	25	20	15	10	5	0
Северное	45	42	43	37	32	26	24	22	22
Южное	4	9	20	23	24	23	20	24	

Существующим распределением материков и океанов в северном и южном полушариях определяется температура воздуха в тропосфере, а следовательно, и атмосферная циркуляция.

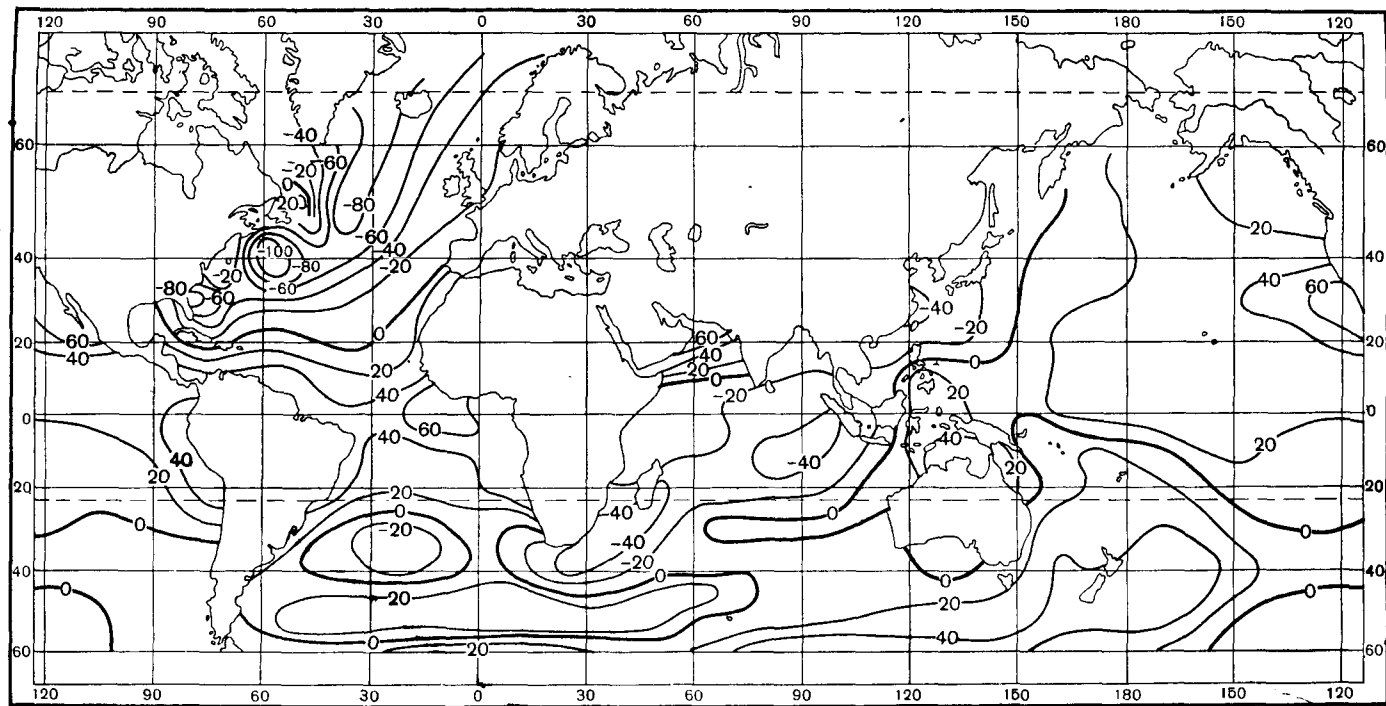


Рис. 6. Тепло, получаемое или теряемое поверхностными водами океанов под влиянием морских течений ($\text{kcal}/\text{cm}^2 \text{ год}$), по данным [2].

2.2. О тепловой трансформации воздушных масс

Под трансформацией воздушных масс подразумевают происходящее под влиянием различных факторов изменение свойств воздуха (прежде всего температуры и влагосодержания) у поверхности земли и на высотах, а также изменение вертикального градиента этих элементов. При трансформации масс воздуха происходит изменение всех тех наиболее важных физических его свойств, которыми вызываются изменения погоды.

Трансформация воздуха может иметь место в любом районе земного шара. Интенсивность ее определяется не только разностью температуры между подстилающей поверхностью и перемещающейся над ней массой воздуха, но и длительностью срока, в течение которого масса находилась над данной подстилающей поверхностью, т. е. скоростью ее перемещения. Поэтому наиболее значительная трансформация воздуха может отмечаться при движении его над сравнительно физически однородной подстилающей поверхностью, занимающей большое пространство. Такими большими пространствами являются материки и океаны.

Небольшие морские бассейны также изменяют температуру проходящих над ними воздушных масс, но это изменение ограничивается самым нижним слоем. Даже такие морские бассейны, как Черное или Каспийское моря, влияют на температуру лишь самых нижних слоев проходящих над ними воздушных масс.

В результате изменения температурных свойств масс воздуха существенно изменяются высоты изобарических поверхностей, а следовательно, и структура поля течений на высотах.

Процесс трансформации протекает интенсивно, особенно при резких переходах с одной подстилающей поверхности на другую, например, с теплого океана на холодный материк. Как показали расчеты, величина охлаждения или прогрева воздуха у поверхности земли за сутки может достигать 10° и более.

При изучении динамики атмосферных процессов в связи с трансформацией масс воздуха еще в начале 40-х годов [146] были вычислены величины изменения высот изобарических поверхностей вследствие охлаждения или прогрева воздуха и определено влияние этого фактора на циркуляцию атмосферы.

Основные черты возмущающего трансформационного влияния неоднородной подстилающей поверхности на поле температуры тропосферы, а следовательно, и на высотное барическое поле, можно видеть на схеме, приведенной на рис. 7.

Допустим, что имеется симметричное расположение материков на плоскости в виде полос, вытянутых по меридиану. Если поверхность материков имеет на одинаковых широтах некоторую температуру T_1 , а океаны на тех же широтах более высокую температуру T_2 , то при наличии стационарного однородного зонального течения с запада на восток температура массы воздуха будет изменяться вследствие трансформации. При этом в соответствии с действительностью предполагается, что разность температур

($T_1 - T_2$) убывает от полюса к экватору. В соответствии с этими условиями, если выделить единичный объем воздуха, то он, проходя над материком вплоть до восточного берега, зимой будет охлаждаться. Охлаждение будет происходить тем медленнее, чем больше воздух будет удаляться от западного берега. Вступая же на океан, воздух, наоборот, сначала быстро, а затем все медленнее нагревается на всем пути до западного берега следующего материка. В результате этого поле изогипс примет волнообразный вид, что характерно для условий реальной атмосферы (рис. 7 а).

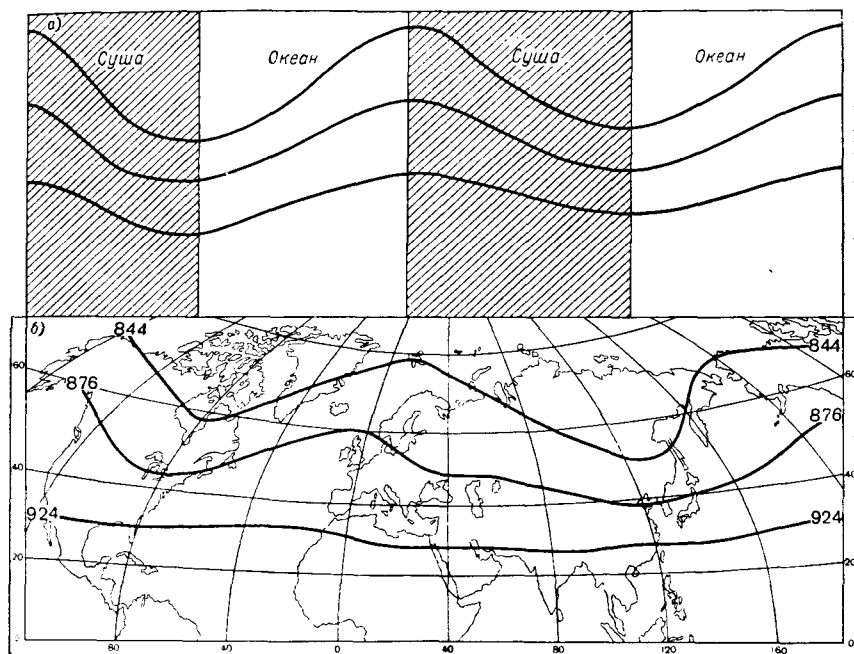


Рис. 7. Структура изотерм при прогревании и охлаждении воздуха в западном переносе над материками и океанами (а) и изогипсы OT_{1000}^{300} над внетропическими широтами (б). Зима.

На рис. 7 б приведена карта средней относительной топографии поверхности OT_{1000}^{300} северного полушария для января. Общий характер поля изотерм сходен на обоих рисунках. Летом влияние материков и океанов противоположно тому, которое наблюдается зимой, вследствие чего получается обратная картина в расположении изотерм.

Задача определения поля температуры нижних слоев атмосферы путем теоретических расчетов впервые была решена в работе [81], где были учтены не только радиационный, но и турбулентный приток тепла. Решение этой задачи было усовершенствовано

вано путем учета горизонтального турбулентного обмена, обусловленного контрастами температуры экватор—Северный полюс [13]. Эти исследования получили дальнейшее развитие [95, 152, 196]. В частности, в 1950 г. в соответствии с расположением материков и океанов в северном полушарии сравнительно точным учетом величины альбеда вдоль широт для случая зональной циркуляции С. А. Машкович [95, 99] получил приведенную здесь формулу, позволяющую найти поле ветра по рассчитанному полю температуры [96]:

$$v_x = \frac{gT}{2\omega r_0 \cos \theta} = \int_0^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial \theta} dz,$$

где v_x — зональная составляющая скорости ветра, T — температура, g — ускорение силы тяжести, r_0 — радиус Земли, ω — угловая скорость вращения Земли, z — вертикальная координата, φ — географическая широта, $\theta = 90^\circ - \varphi$.

Результаты расчетов дали близкое совпадение с действительным полем ветра на полушарии. Несмотря на отдельные неточности, общие черты зональной циркуляции были правильно отражены в теоретической модели. Для зимы, например, на высоте 10—12 км, в широтной зоне вблизи 40° , был получен максимум скорости ветра (струйных течений), равный 30 м/сек.

В теории зонального распределения температуры, предложенной Л. Р. Ракиповой [152], рассмотрен широкий комплекс факторов, влияющих на формирование поля температуры атмосферы. Среди них радиационные потоки тепла с учетом широтного распределения солнечной радиации и альбеда (обусловленное отражательной способностью облаков, подстилающей поверхности и атмосферы), селективность поглощения, диффузность распространения длинноволновой радиации, турбулентные потоки тепла (вертикальный и горизонтальный), теплота конденсации и испарения и др. В результате был произведен анализ адвективной и турбулентной передачи тепла и рассчитано зональное распределение температуры.

В 1946—1947 гг. Х. П. Погосьяном [126] на основании приближенного учета неадвективных изменений температуры движущихся масс воздуха в западном потоке впервые было показано влияние материков и океанов на формирование поля температуры и давления в тропосфере в различные сезоны года. Для определения величины трансформации воздуха были использованы средние месячные карты абсолютной и относительной топографии, исходя из следующих положений.

Индивидуальное изменение температуры $\frac{dT}{dt}$ можно выразить с помощью уравнения притока тепла

$$c_p \rho \frac{dT}{dt} = A \frac{dp}{dt} + \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3, \quad (2.1)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ — плотность воздуха, A — термический эквивалент работы, $\frac{dp}{dt}$ — индивидуальное изменение давления, $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ — соответственно выражают приток тепла к единице объема путем турбулентной теплопроводности и теплопроводности от излучения, конденсации и испарения.

Выражая $\frac{dT}{dt}$ через локальное изменение температуры, получим

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_p \rho} (\epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3) + \frac{A}{c_p \rho} \frac{dp}{dt} - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (2.2)$$

В этом выражении член $\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$, содержащий производные температуры по горизонтальным осям x и y , характеризует адвективные изменения температуры. Все остальные члены, зависящие от притока тепла вследствие турбулентной теплопроводности, излучения, конденсации и испарения, изменения давления и вертикальных перемещений, характеризуют неадвективные изменения температуры. Следовательно, локальное изменение температуры можно представить в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{адв}} + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{неадв}}, \quad (2.3)$$

где

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{неадв}} = \frac{1}{c_p \rho} (\epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3) + \frac{A}{c_p \rho} \frac{dp}{dt} - w \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (2.4)$$

В выражении (2.4) для неадвективного изменения температуры собственно тепловую трансформацию описывает первый член, где изменения температуры происходят за счет неадиабатических процессов; второй и третий члены характеризуют изменение температуры за счет адиабатических процессов при изменении давления движущихся воздушных частиц и при вертикальных движениях.

Вторым членом вследствие его малости вообще можно пренебречь. Что касается третьего члена, то при рассмотрении процессов формирования поля температуры в сезонном аспекте его также можно не учитывать. Последнее допущение возможно при предположении, что в течение сезона, особенно во внетропической зоне, адиабатические изменения температуры за счет вертикальных движений взаимно компенсируются. То же можно допустить в отношении влияния конденсации и испарения, поскольку в формировании структуры высотного температурного поля, данный фактор не является главным, хотя, возможно, и вносит некоторые искажения.

Таким образом, для приближенного определения сезонной тепловой трансформации можно ограничиться учетом только одного основного члена ϵ_1 , характеризующего приток и расход тепла

путем турбулентного теплообмена и теплопроводности. Эта величина может быть выражена уравнением

$$\epsilon_1 = \frac{\partial}{\partial z} \left(R \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (2.5)$$

где R — коэффициент турбулентной теплопроводности, определение которого сопряжено с известными трудностями.

Так как турбулентный теплообмен наиболее интенсивен в приземном слое воздуха, где разности температур между воздушной массой и подстилающей поверхностью могут иметь наибольшие значения, то и трансформационные изменения температуры, очевидно, будут наибольшими в этом слое при перемещении холодной воздушной массы на теплую подстилающую поверхность или наоборот. При этом величина трансформационных изменений температуры будет тем больше, чем больше разность температур.

Для определения трансформационного изменения температуры в течение различных сезонов на территории северного полушария была использована простая зависимость, описывающая качественную сторону этого процесса:

$$\epsilon_1 = c (T_a - T_w), \quad (2.6)$$

где T_a — температура воздуха, T_w — температура подстилающей поверхности и c — постоянная, которая может быть подобрана эмпирически.

Формула (2.6), соответствуя закону теплообмена, указывает, что приток тепла к единице объема воздуха тем больше, чем больше разность температур между воздухом и подстилающей поверхностью.

Зимой вследствие значительно более низких температур над континентами в умеренных широтах в сравнении с океанами воздушные массы, поступающие с континента на океан, приобретают большие вертикальные градиенты температуры в нижнем слое и становятся неустойчивыми. Поэтому зимой приток тепла путем турбулентной теплопроводности от подстилающей поверхности в западных частях океана будет большой. Летом воздушные массы, поступающие на океан, большей частью прогреются в нижнем слое, оказываются теплее поверхности океана. Поэтому, охлаждаясь, они становятся устойчивыми. По абсолютной величине разность температур летом значительно меньше, чем зимой, в результате чего и величина притока тепла от турбулентной теплопроводности (ϵ_1) летом над океанами будет меньше.

В западных районах севера Атлантики и Тихого океана зимой характерны большие горизонтальные градиенты температуры, а в восточных — малые [107]. Создающиеся зимой у побережья Северной Америки и Азии разности температур воздух — вода имеют отрицательный знак, т. е. воздух холоднее воды. Формирование отрицательных разностей объясняется тем, что в этих районах преобладает движение холодных масс воздуха с материков на океан.

С нагреванием материков и общим повышением температуры разности температур воздух—вода к лету уменьшаются, а знак изменяется на обратный. Так как во внетропических широтах температура поверхностных вод океана зимой выше, чем на поверхности суши, то холодный воздух, поступающий с материков на океаны, сначала нагревается очень быстро, а затем нагревание его замедляется и температура воздуха в нижнем слое приближается к температуре воды.

Если воздух движется быстро, то для нагревания его на определенное число градусов необходимо пройти большее пространство над однородной подстилающей поверхностью, чем при медленном его перемещении. Это является одной из причин того, что под областью наибольших скоростей переноса воздуха в тропосфере наблюдаются наибольшие разности температур воздуха и воды, которые располагаются в направлении переноса от берегов Северной Америки к северо-востоку Атлантики и от Японских островов к Аляске. Медленное движение воздуха через Атлантику (в зоне $20-30^{\circ}\text{N}$) приводит к тому, что он успевает принять температуру воды уже на половине пути к берегам Африки, а затем вследствие понижения температуры воды вдоль пути переноса оказывается теплее поверхности океана. Это, по-видимому, является одной из причин постоянных инверсий, наблюдающихся над Атлантическим и Тихим океанами вблизи северо-западного побережья Африки и побережья Калифорнии.

Летом воды Атлантики на большом пространстве холоднее воздуха. Небольшие положительные разности температур воздух—вода в районе Ньюфаундленда обусловлены поступлением теплого воздуха с материка на холодные поверхностные воды океана.

Аналогичная область положительных разностей температур воздух—вода располагается над Тихим океаном у восточных берегов Азии.

Таким образом, 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. Величина трансформации находится в прямом соотношении с величиной разности температур между воздухом и подстилающей поверхностью.

2.3. Влияние подстилающей поверхности на формирование сезонного поля температуры в тропосфере

Оценка влияния тепловой трансформации на структуру поля температуры тропосферы была произведена автором в 1946 г. на основе расчета адвективных изменений температуры в течение 50

и 100 часов. Автором было принято, что средние месячные карты OT_{1000}^{500} с января по декабрь дают последовательно сезонное изменение полей температуры, а средняя карта каждого месяца характеризует соответствующее поле примерно в середине данного месяца. Следовательно, изменение поля температуры за одни сутки будет составлять $1/30$ того изменения, которое происходит между полями, характеризующимися средними картами двух смежных месяцев.

Поскольку изменение средних полей метеорологических элементов между соседними месяцами невелико даже в переходные сезоны года, то естественно, что изменения, отнесенные к одним суткам, будут столь малыми, что ими можно пренебречь. Эти изменения не имеют практического значения и в том случае, если взять более продолжительный период времени, например 50 или 100 часов.

При таком предположении можно принять, что локальное изменение сезонных полей температуры (за 50 или 100 часов) практически равно нулю. Тогда из формулы (2.3) получим, что величина неадвективного изменения температуры будет равна и противоположна по знаку величине адвективного изменения, т. е.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = - \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{неадв}} \quad (2.7)$$

Для определения величины неадвективных изменений температуры, характеризующих с допустимым для поставленной задачи приближением тепловую трансформацию воздушных масс, можно вычислить величину адвективных изменений температуры за заданный промежуток времени. Для этого был применен графический способ, при использовании которого адвекция температуры связывалась с длиной пути переноса. Для учета скорости переноса были использованы средние месячные карты AT_{500} , по которым производился перенос значений относительного геопотенциала соответствующих месяцев. Полученные величины, взятые с обратным знаком, согласно формуле (7), были приняты за величины неадвективных изменений средней температуры слоя между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мб за соответствующий промежуток времени.

Так были определены величины неадвективных изменений температуры для всего северного полушария для января и июля за промежутки времени 50 и 100 часов [126].

Позднее тем же способом были рассчитаны неадвективные изменения температуры за промежутки времени 48 и 96 часов, но уже по картам OT_{1000}^{300} и AT_{500} . Результаты расчетов показали, что положение очагов не изменилось, по величине также они остались приблизительно такими же, что и при расчете по карте OT_{1000}^{500} . Зимой особенно резко выражены две области положительных изменений температуры: одна над Северной Атлантикой, другая на се-

веро-западе Тихого океана. Над материками находятся менее интенсивные очаги отрицательных изменений (рис. 8 а).

Сама по себе величина неадвективных изменений температуры, как мы видели выше, определяется формулой (4), из которой следует, что эти изменения пропорциональны притоку тепла от подстилающей поверхности (ϵ_1), а также зависят от ряда других факторов.

При качественном описании процесса трансформации можно воспользоваться формулой (6), из которой непосредственно следует, что приток тепла от подстилающей поверхности пропорционален разности температур воздух—вода.

Следовательно, неадвективные изменения температуры, пропорциональные ϵ_1 , также должны находиться в прямой зависимости от разности температур воздуха и воды. Однако турбулентный перенос тепла от подстилающей поверхности вверх требует известного времени. Поэтому в движущемся воздухе очаги наибольшего неадвективного прогревания должны быть смещены в направлении движения по отношению к очагам наибольшей разности температур воздух—вода. Очаги наибольшей разности температур располагаются вблизи материков, а очаги неадвективных изменений температуры — ближе к средней части океана.

Расчет величин неадвективных изменений температуры за 48 и 96 часов позволил приближенно определить промежутки времени, в течение которого происходит почти максимальная трансформация воздуха в слое между поверхностями 300 и 1000 мб. Оказалось, что величины неадвективных изменений температуры возрастают не с начальной скоростью, а со значительным замедлением. Это положение более четко проявляется на океанах, где экстремальные значения неадвективных изменений температуры за 48 часов в январе составили 6—7°, а за 96 часов — около 8°. Над материками они составили соответственно 2—3 и 4—5°. Что касается положения очагов, то они не испытывают заметных изменений. Следовательно, тепловая трансформация тропосферного воздуха над океанами в рассматриваемом слое в основном завершается в течение первых 3—4 суток; над материками — несколько дольше.

Обратим внимание, что в низких широтах величины неадвективных изменений температуры малы вследствие отсутствия существенной разности температур между океанами и материками вдоль широт.

В июле в противоположность январю интенсивность очагов неадвективных изменений температур очень мала и сами очаги имеют обратные знаки (рис. 8 б). На океанах находятся отрицательные очаги, что указывает на отдачу тепла воздухом воде. На материках, наоборот, имеет место прогревание, причем над Евразией имеются две области относительно большего нагревания. Это раздвоение областей нагревания и охлаждения легко объяснить, если сопоставить их с картами абсолютной топографии, указывающими направление переноса воздушных масс. Из этого сопоставления

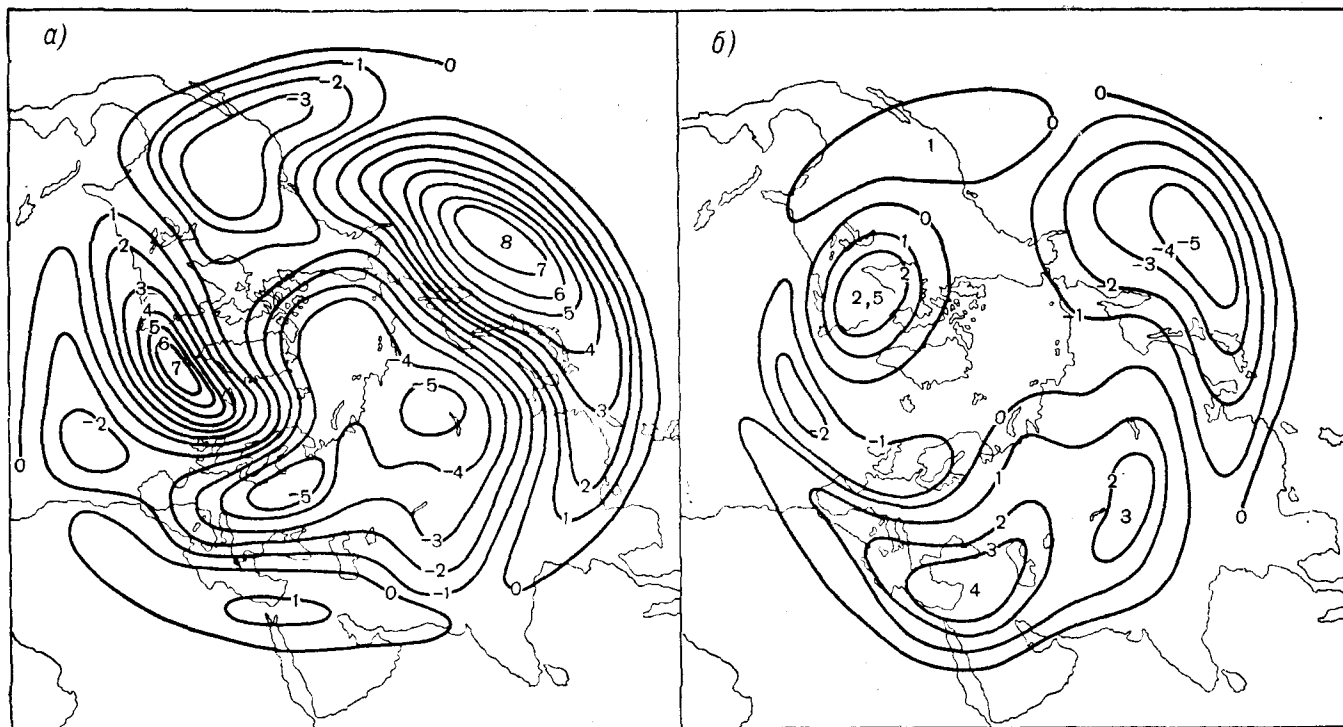


Рис. 8. Неадвективные измерения температуры в слое 300—1000 мб за 96 часов в январе (а) и июле (б).

ясно следует, что область нагревания в Европе обусловлена притоком сюда относительно холодного воздуха с Атлантики. Вторая же область нагревания находится там, куда притекают холодные массы воздуха из северных морей.

В промежутке между указанными областями движется уже прогретый воздух с запада.

Область охлаждения воздуха на Тихом океане летом также может быть объяснена направлением переноса. Аналогично объясняется существование двух областей охлаждения над Евразией зимой.

Некоторые исследователи [65], оценивая полученные величины неадвективных изменений температуры, считают, что они не включают те ее изменения, которые вызываются динамикой атмосферных процессов. Это верно. Но так как области положительных величин неадвективных изменений температуры зимой в основном совмещаются с областями восходящих движений воздуха (районы циклогенеза), а области отрицательных значений — с областями нисходящих движений (районы антициклогенеза), то, по-видимому, роль чистого притока тепла, согласно формуле (4), несколько больше, чем представлено на рис. 8. Однако расположение очагов останется без изменений.

В какой же мере материка и океаны воздействуют на формирование среднего поля температуры в тропосфере? Средняя температура воздуха на земном шаре складывается из планетарного градиента температуры, направленного к полюсам, и из сезонных возмущений, обусловленных материками и океанами. Происхождение этих возмущений уже рассматривалось в общих чертах. Из сущности процесса трансформации видно, что при однородности земной поверхности, например сплошь океанической, среднее термическое поле было бы близко к зональному. Существование материков, нарушающее однородность мирового океана, обуславливает периодические сезонные возмущения, которые весьма значительны в северном полушарии в сравнении с южным. Различие температурного поля обоих полушарий вызвано преобладанием материков в северном полушарии.

Чтобы показать происхождение возмущенного температурного поля в нижней половине тропосферы, предположим, что температурное поле тропосферы является зональным. Если наложить на это поле неадвективные изменения температуры, обусловленные существованием материков и океанов, то воображаемое зональное температурное поле подвергнется возмущению и приобретет вид, напоминающий действительное поле средней температуры данного сезона.

Карта, приведенная на рис. 9, получена путем наложения на среднее зональное поле относительной топографии величин 96-часовых неадвективных изменений температуры, выраженных в дециметрах (см. рис. 8 а). Среднее зональное поле относительной топографии получено путем вычисления средних величин относительного геопотенциала для каждого круга широты.

Из сравнения возмущенного среднего зонального поля OT_{1000}^{300} (рис. 9) со средней зимней картой OT_{1000}^{300} (рис. 10) следует, что во многом они сходны и что основные поля возмущения обусловлены неадвективными изменениями температуры. Здесь нет точного совпадения, однако полученный результат показывает, что

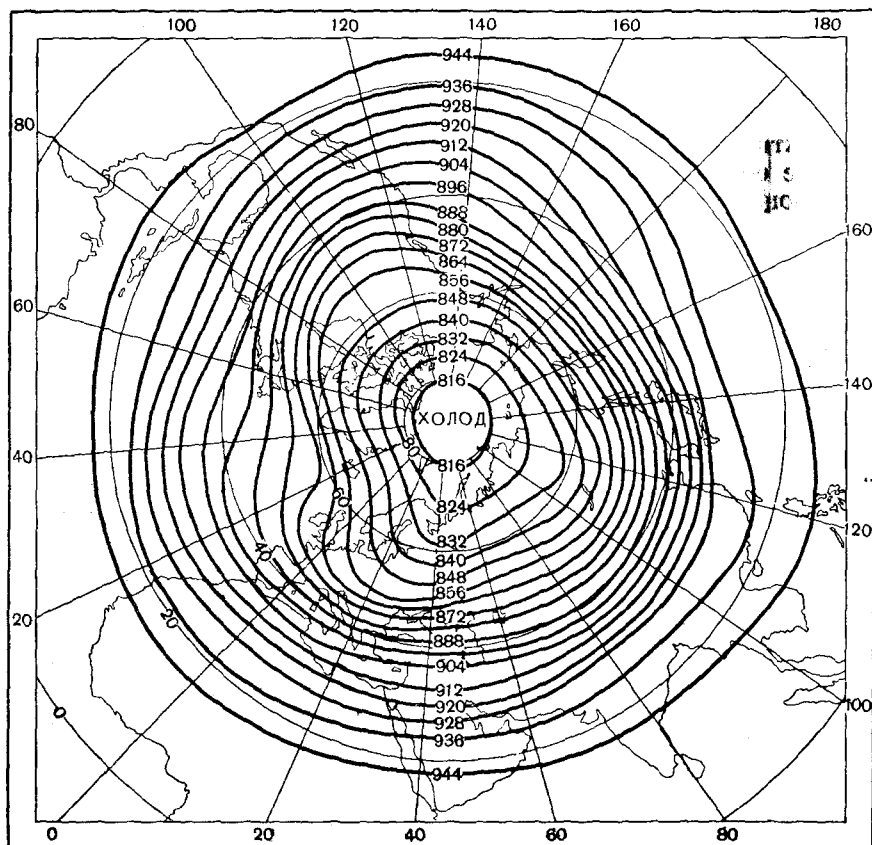


Рис. 9. Возмущение зонального температурного поля, вызванное неадвективными изменениями температуры воздуха в январе.

действительное поле температуры обязано своим происхождением неадвективным изменениям температуры, которые связаны главным образом с притоком тепла от подстилающей поверхности. Вследствие теплового влияния материков и океанов на январской карте (рис. 9) область холода над Арктикой имеет вытянутую форму в сторону охлажденных материков Азии и Северной Америки.

Летом (рис. 11) слабо выраженные ложбины холода направлены не на континенты, а на более холодные области омывающих

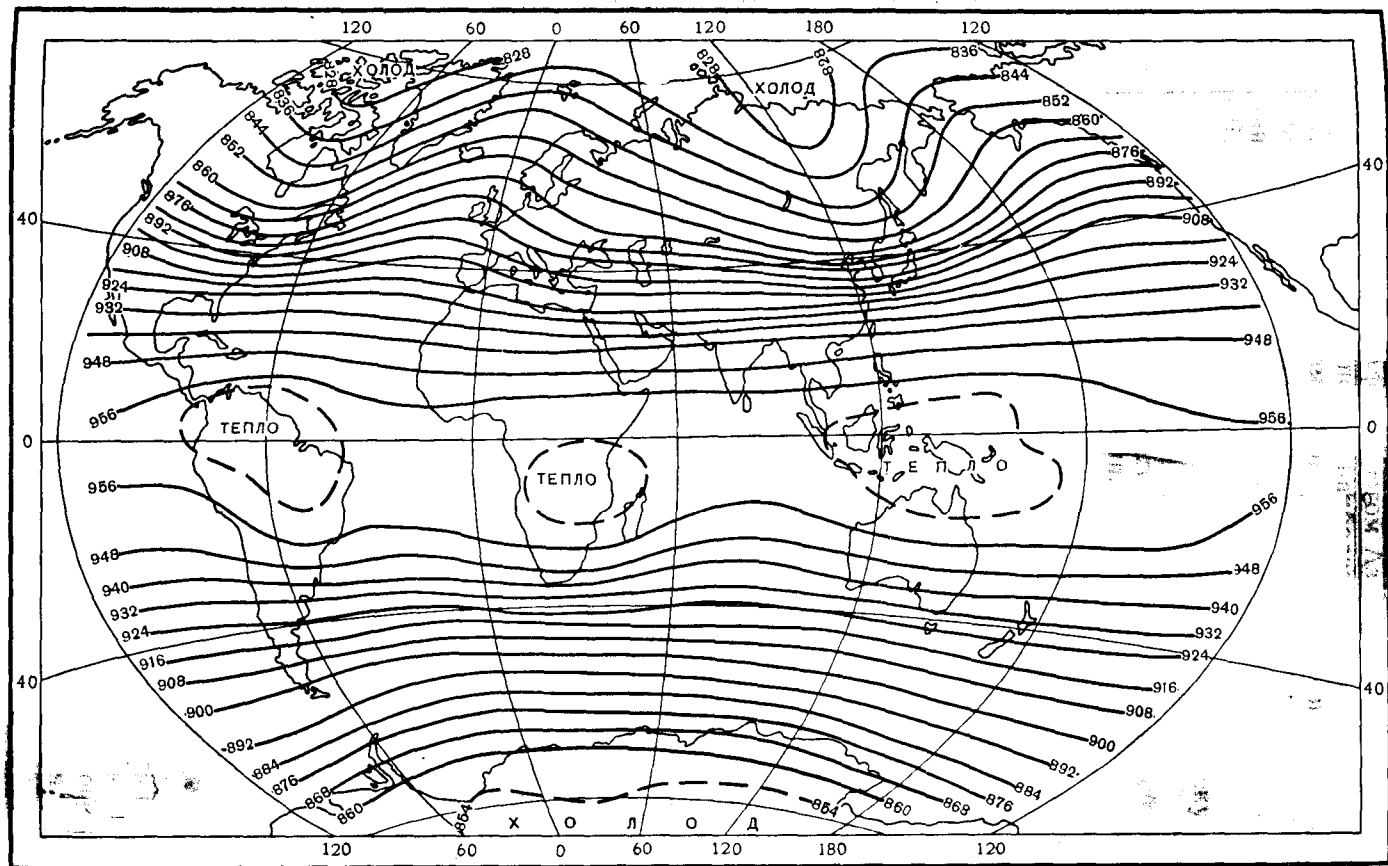
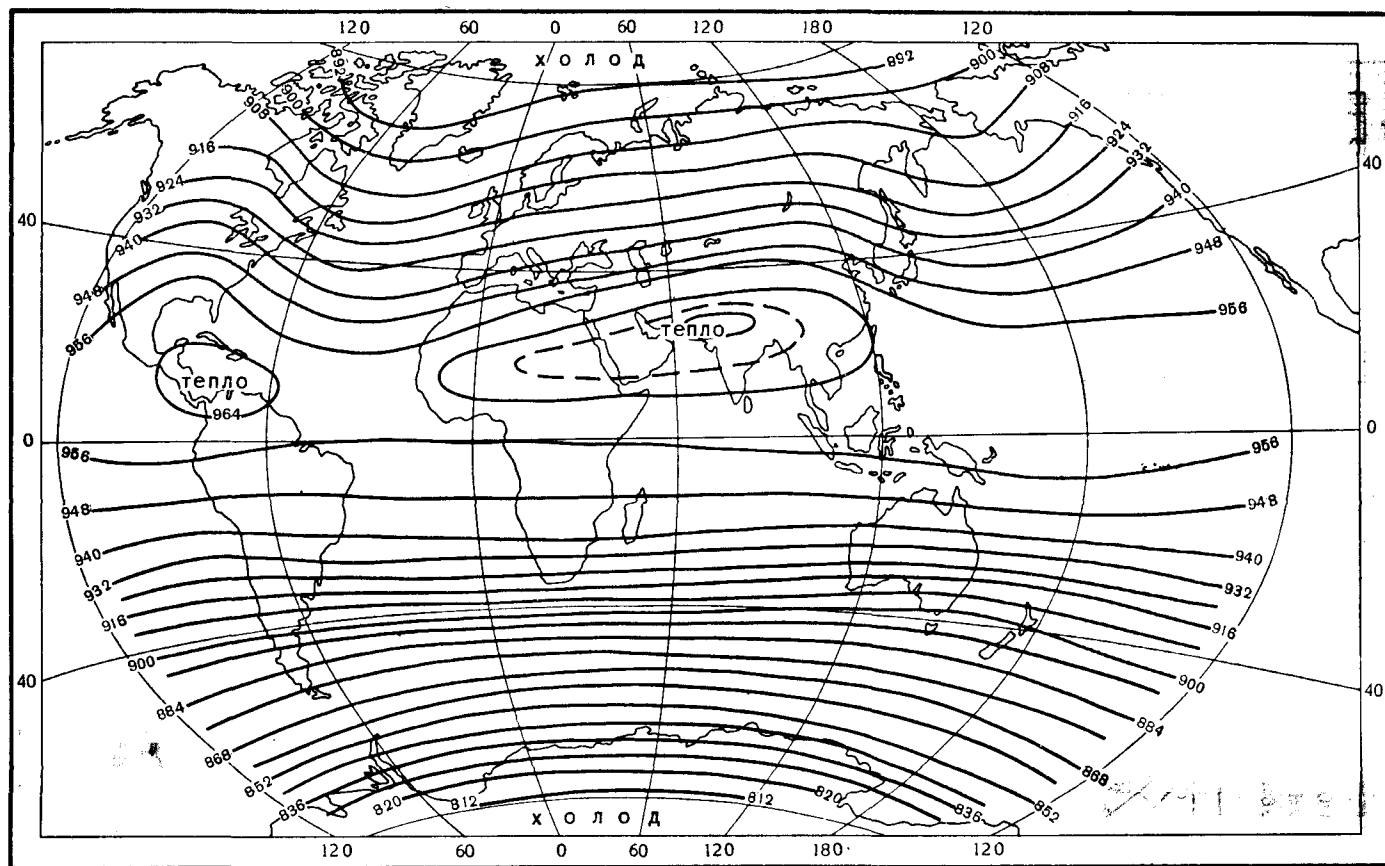


Рис. 10. Средняя относительная топография OT_{1000}^{300} . Январь.



океанов. Благодаря сильному нагреву в низких широтах северного полушария над севером Африки, югом Азии и юго-западом Северной Америки появляется полоса наиболее высоких температур.

Апрель и октябрь совмещают в себе черты зимней и летней структуры температурного поля. Полоса высоких температур в соответствии с положением солнца находится над экваториальной зоной. Величины горизонтальных градиентов температур по сравнению с зимой и летом в переходные сезоны имеют промежуточные значения.

Влияние подстилающей поверхности на температурный режим тропосферы не ограничивается лишь средними и высокими широтами. Оно распространяется и на тропическую зону. Согласно данным наблюдений, различна разность температуры зимой и летом на разных меридианах. Например, на 80°W между экватором и 30°N (Американская зона) разность температуры в тропосфере не превышает 5° , а на 45°E на том же отрезке меридиана (над Аравией) указанная разность температуры составляет $5\text{--}15^{\circ}$ в средней и верхней тропосфере. Это объясняется различием физико-географических условий (в американской зоне преобладает водная поверхность с малой годовой амплитудой приводной температуры, над Аравией — суша с большой годовой амплитудой приземной температуры). При этом характером подстилающей поверхности определяется температура не только в нижней, но и в верхней тропосфере.

2.4. Температура воздуха в тропосфере

Отмеченные выше особенности распределения температуры присущи не только приземному слою воздуха, но и всей тропосфере, хотя в целом температура у поверхности земли не может характеризовать распределение ее в тропосфере.

Поле температуры на высотах отлично от приземного. Уже на уровне $1\text{--}2$ км оно мало подвержено влиянию мелких неоднородностей земной поверхности. На структуру сезонного поля температуры вышележащих уровней большое влияние оказывают, как мы видели, крупные различия подстилающей поверхности (материки и океаны). Зимой над материками северного полушария изотермы изогнуты к югу, а летом, наоборот, к северу. В соответствии с тепловыми условиями подстилающей поверхности изотерма 0° на севере Атлантики проходит по широте 70°N , а над Восточной Азией — по 35°N .

В южном полушарии над океанами изотермы следуют вдоль широт и лишь над материками претерпевают небольшие изменения в зависимости от времени года.

Из карт относительной топографии следует, что области тепла, как и полоса тепла в слое воздуха между поверхностью земли и высотой около 9 км, находятся вблизи экваториальной зоны и тропиков, а градиенты температуры независимо от времени года направлены из низких широт к высоким. Характерно и то, что изо-

гипсы относительной топографии следуют не по кругам широт, а, как мы видели выше, испытывают сильную деформацию. Вследствие различия в прогревании воздуха над материками и океанами в северном полушарии зимой ложбины располагаются над материками, а гребни тепла — над океанами (см. рис. 10). Менее заметная и обратная деформация изогипс происходит в это время в южном полушарии. Здесь в январе, в разгар лета, материка прогреваются сильнее, чем океаны. Поэтому над материками образуются даже замкнутые области тепла с небольшими гребнями, направленными в сторону низких широт. Интересно, что в северном полушарии зимой в низких широтах также возникают небольшие области тепла. Они очерчиваются изогипсой 960 дам. Это значит, что средняя температура столба воздуха равна примерно 0° . На севере Азиатского и Американского материков проходит изогипса со значением 828 дам, что соответствует температуре около -37° . Разность средней температуры между низкими широтами и Центральной Арктикой составляет $37-39^{\circ}$.

В южном полушарии, где декабрь—февраль являются летними месяцами, разность температур между областью наибольшего прогрева воздуха над югом Африки и областью холода над Центральной Антарктидой составляет в это время всего около 32° . В средних и высоких широтах южного полушария изогипсы относительной топографии описывают круги вдоль широт с небольшими отклонениями. Возмущение изогипс ограничивается лишь теми широтами, где располагаются материка.

В июне—августе картина в обоих полушариях меняется (см. рис. 11). Значительное прогревание материков и меньшее прогревание поверхностных вод океанов в северном полушарии приводит к выравниванию изогипс вдоль широт. В южном полушарии также исчезает возмущение изогипс, однако выравнивание здесь происходит вследствие небольшого охлаждения материков южной зимой. Область тепла, широко опоясывающая земной шар, переходит в северное полушарие. Вместо исчезнувших гребней тепла над северными частями океанов появляются ложбины холода, хотя от северной зимы к северному лету происходит повсеместное повышение температуры.

На всем протяжении от экватора до Центральной Антарктиды изогипсы проходят вдоль широт, а густота их в сравнении с январем возрастает. Соответственно увеличивается разность температур между областью тепла над Южной Африкой и Центральной Антарктидой. Вместо 32° летом она зимой составляет примерно 45° .

Влияние подстилающей поверхности на формирование поля температуры у поверхности земли отчетливо выражено и на карте разностей между наблюдаемой средней месячной температурой и средней широтной температурой в январе (рис. 12). Эти данные показывают, что в северном полушарии как на материках, так и на океанах величины отклонений температуры от среднеширотной у поверхности земли достигают больших значений. Наибольшие

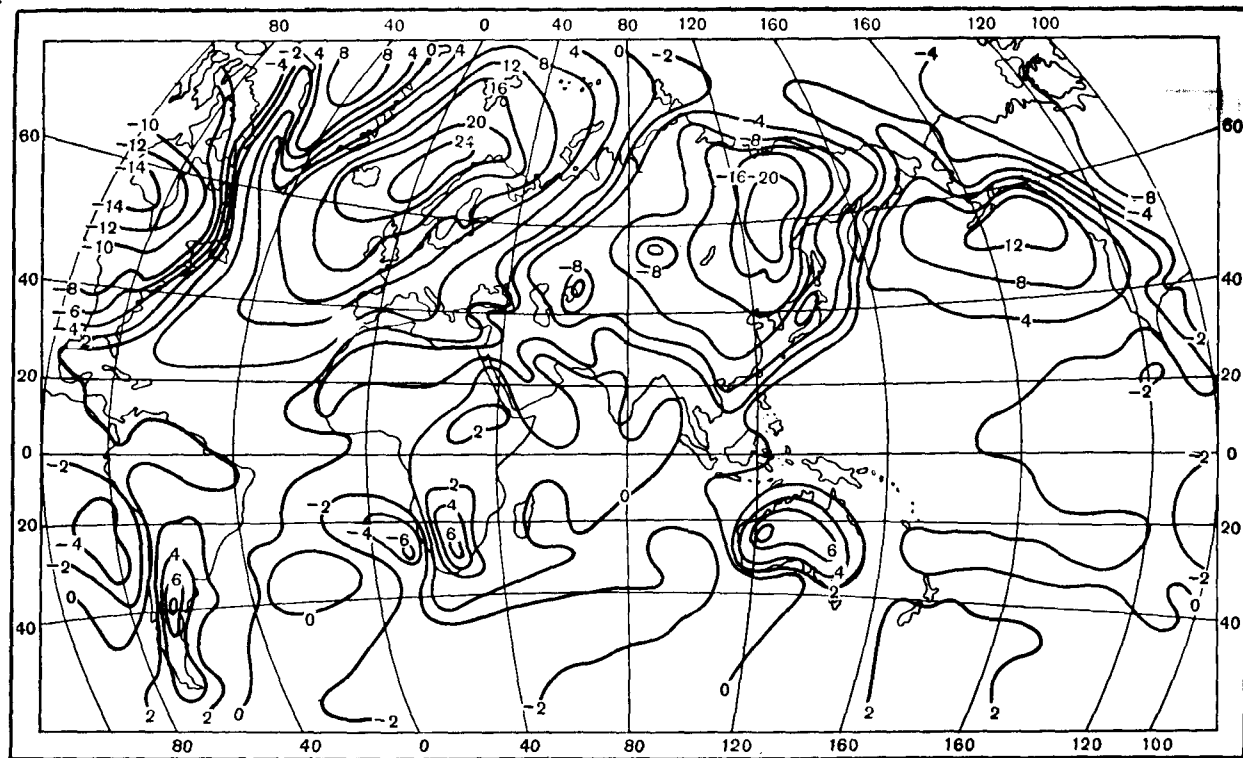


Рис. 12. Разности между средней и среднеширотной температурой воздуха у поверхности земли в январе (по Е. С. Рубинштейн).

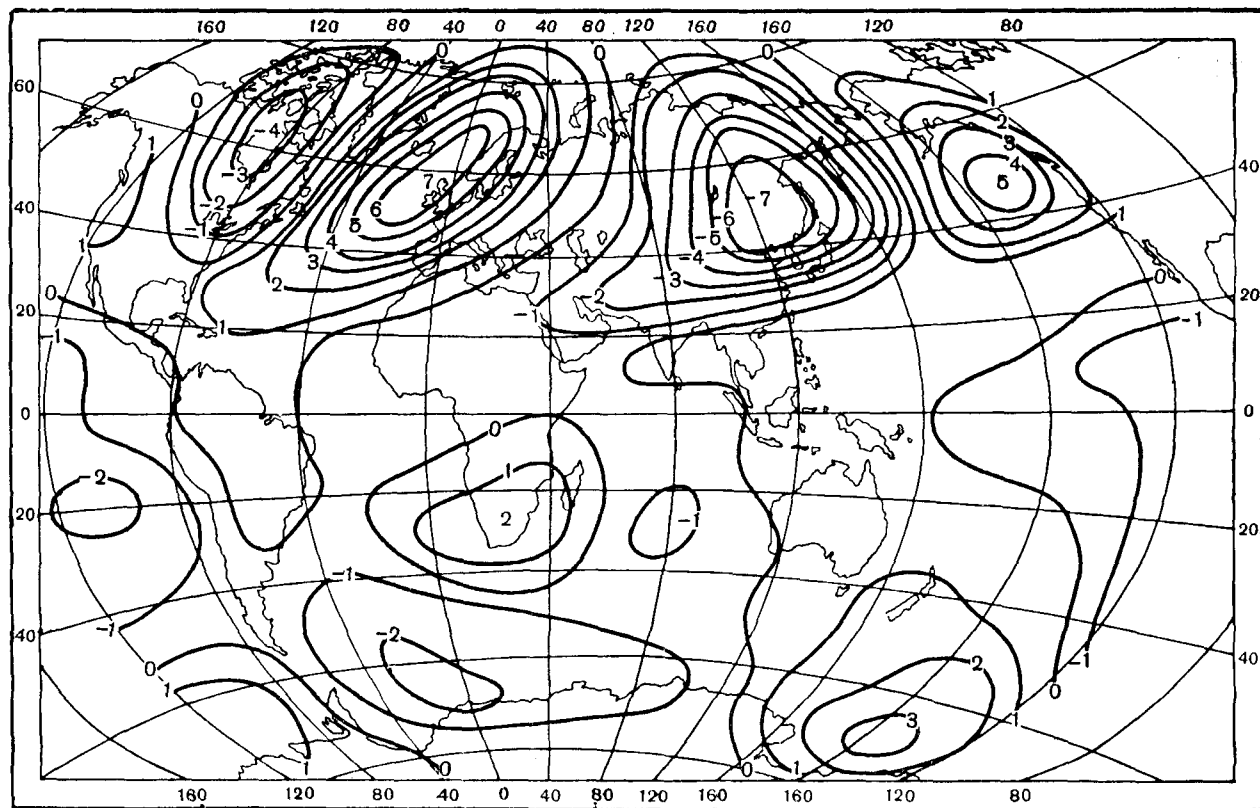


Рис. 13. Отклонение средней температуры воздуха в слое между поверхностями 300 и 1000 мб от среднеширотной температуры. Январь.

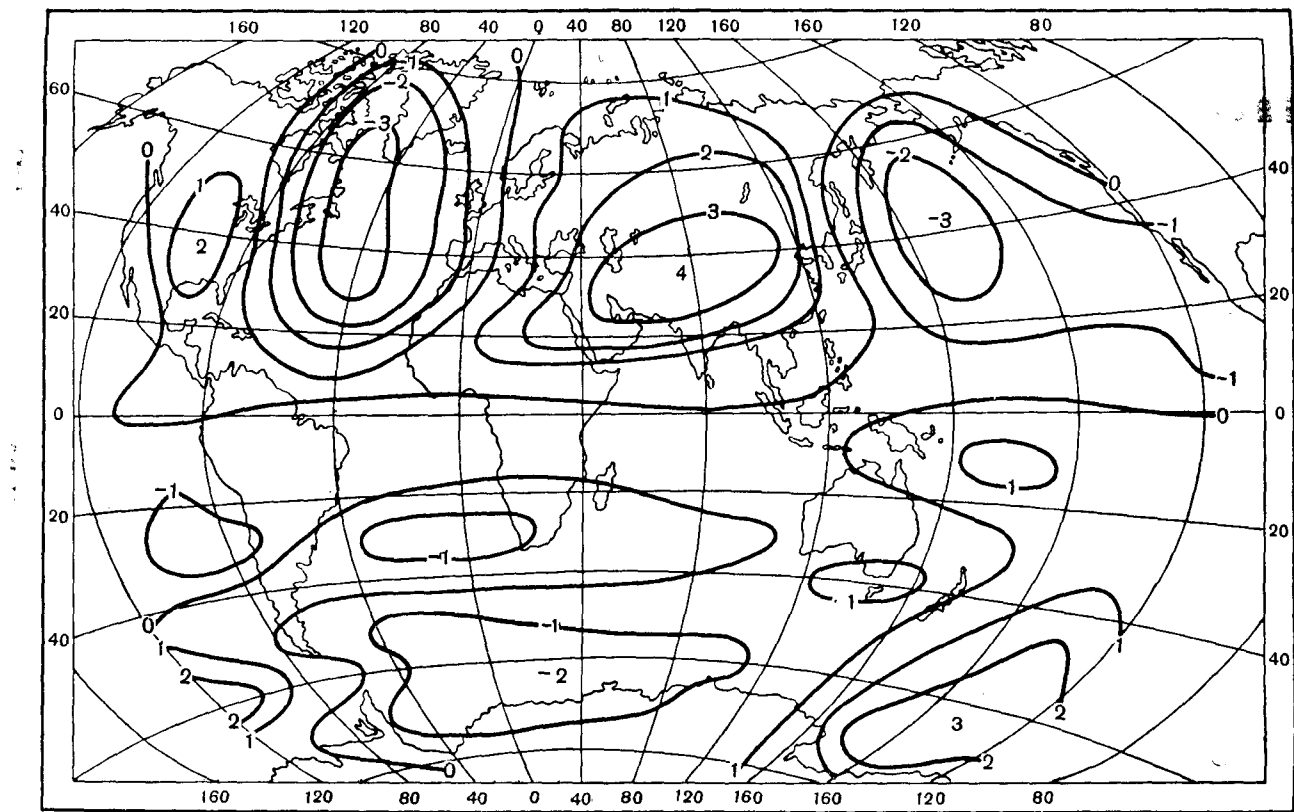


Рис. 14. Отклонение средней температуры воздуха в слое между поверхностями 300 и 1000 мб от среднеиюльской температуры. Июль.

положительные отклонения наблюдаются над океанами, а отрицательные — над восточными районами материков. Так, над северо-востоком Азии они превышают -20° , над Северной Америкой -14° , над Северной Атлантикой 24° , а над севером Тихого океана $13-14^{\circ}$.

В южном полушарии вследствие преобладания водной поверхности и малых размеров материков отклонения температуры от среднеширотной не превышают $6-8^{\circ}$.

В июле имеет место обратная картина. В северном полушарии над океанами наблюдается отрицательное отклонение температуры от среднеширотной, над материками — преимущественно положительное, а абсолютные их значения в сравнении с зимой более чем вдвое меньше.

В южном полушарии в июле (зимой) отклонения температуры от среднеширотной несколько больше, чем в январе, но не превышают $8-10^{\circ}$.

Аналогичные карты отклонений средней температуры от среднеширотной, построенные по картам AT_{300} и AT_{1000} для января и июля (рис. 13 и 14), показали общее совпадение очагов. Однако, как и следовало ожидать, максимальные величины положительных и отрицательных отклонений от среднеширотных в северном полушарии равны $4-7^{\circ}$ зимой и $2-4^{\circ}$ летом. В южном полушарии величины отклонений не превышают $2-3^{\circ}$.

Влияние подстилающей поверхности сказывается не только на распределении температуры воздуха, но и на изменении других его характеристик (влажности, запыленности и т. п.), особенно если массы воздуха находились над каким-либо районом сравнительно долгое время. Перемещаясь над различной по характеру подстилающей поверхностью, массы воздуха непрерывно меняют свои физические свойства, в том числе и термодинамические. Следует, однако, учесть, что однородность воздушных масс лишь относительна, поскольку они непрерывно находятся в движении. При этом воздушная масса никогда не перемещается как целое тело в одном направлении. Направление и скорость воздушных течений почти всегда изменяются с высотой. Даже вне фронтальных зон и фронтов очень часто происходит натекание теплого воздуха на холодный, образуются инверсионные слои и т. п.

2.5. Факторы, влияющие на формирование сезонного поля температуры в стратосфере

Нагревание воздуха в верхних слоях атмосферы, в отличие от нагревания в тропосфере, определяется прямым поглощением солнечной радиации и зависит от интенсивности последней. В частности, формирование сезонных полей температуры и геопотенциала в стратосфере в значительной мере обусловлено лучистым теплообменом. Однако лучистый теплообмен происходит сложно и нельзя называть его лучистым равновесием [84, 239]. Согласно актинометрическим наблюдениям, величина эффективного излучения,

т. е. разность нисходящего и восходящего потоков теплового излучения, с высотой изменяется. При этом в тропосфере эффективное излучение будет возрастать, а в стратосфере убывать с высотой. Это указывает на уменьшение радиационного нагревания воздуха с высотой в тропосфере и увеличение его в стратосфере. Такой радиационный режим между тропосферой и стратосферой предполагает, что между ними должен существовать слой, в котором выполняются условия лучистого равновесия. По данным ряда авторов, этот слой расположен вблизи тропопаузы.

Расчеты величин солнечного нагревания, выполненные для различных зенитных углов, показали, что меньшим зенитным углом соответствует большая степень нагревания и меньшая высота максимального нагревания. Так, по данным работы [238], максимальное нагревание при зенитном угле 20° происходит на высоте 45 км и достигает 26°C в день, а при зенитном угле 80° — приблизительно на высотах 53—55 км и достигает 11°C в день.

Распределение энергии в спектре солнечной радиации показывает, что выше 100 км поглощаются почти все длины волн короче 1800 Å. Основными поглотителями являются азот (N_2), его соединения NO и NO_2 и кислород (до высоты 90—100 км молекулярный, а выше атомарный). В мезосфере и стратосфере поглощаются волны главным образом в диапазоне 2000—2900 Å. Основная роль здесь принадлежит озону (O_3), водяному пару (H_2O) и углекислому газу (CO_2).

Спектр поглощения озона характеризуется наиболее сильными полосами — от 2100 до 3200 Å; несколько слабее полосы 3200—3600 Å и 4500—7500 Å. Наибольшая концентрация атмосферного озона наблюдается в слое между 15 и 30 км с максимумом на высотах 25—27 км [207, 208] (см. рис. 2 и 3). Ниже и выше этого слоя количество озона уменьшается и, хотя на высотах 60—70 км он обнаруживается лишь в небольших количествах, его поглощающая способность здесь велика. Доминирующее влияние поглощения озоном наблюдается вблизи стратопаузы. Однако количество озона изменяется в зависимости от сезона года, о чем было сказано выше.

Водяной пар, имеющий сложный спектр поглощения и большое число полос (0,718; 0,810; 0,935; 1,130; 1,395; 1,870 и 2,68 мкм), поглощает инфракрасную солнечную радиацию и приобретает наиболее важное значение в нижней половине стратосферы между тропопаузой и 30—35 км. Несмотря на большие успехи, достигнутые в последние годы в расчетах нагревания, обусловленного поглощением инфракрасной радиации водяным паром, главные трудности, связанные с оценкой количества водяного пара, остаются. Поэтому вычисления разных авторов совпадают приблизительно в пределах $\pm 30\%$ и дают величины нагревания до нескольких десятых градуса [238].

Углекислый газ обладает несколькими полосами поглощения: 1—2; 2,05; 2,7; 4,3; 10,0; 12,9—17,1 мкм. Эффект поглощения солнечной радиации, обусловленный углекислым газом ($\lambda = 4,3$ мкм),

особенно велик в верхней мезосфере и термосфере, где он является наиболее важным поглотителем. Согласно вычислениям, при полном переходе энергии в кинетическую радиационное нагревание здесь может достигать 33° в сутки. В верхней части стратосферы радиационное нагревание за счет углекислого газа почти на порядок величины превосходит нагревание, обусловленное водяным паром и кислородом [224].

Некоторую роль в нагревании стратосферы и мезосферы, по-видимому, играют пылевые частицы космического (межпланетная пыль, продукты сгорания и разрушения метеоритов), земного (вулканический пепел, пыль, переносимая восходящими движениями) и другого происхождения.

Наибольшие трудности при расчетах поглощения солнечной радиации пылевыми частицами возникают вследствие недостаточности наших знаний об их концентрации по вертикали, размерах, поглощающей способности и других свойствах [12, 152].

Лучистый приток тепла путем поглощения и излучения длинноволновой радиации водяным паром и углекислым газом, по расчетам, приведенным в работе [239 и др.], отрицателен. Общее инфракрасное охлаждение, обусловленное этими двумя составляющими, достигает 15°C в день на высотах

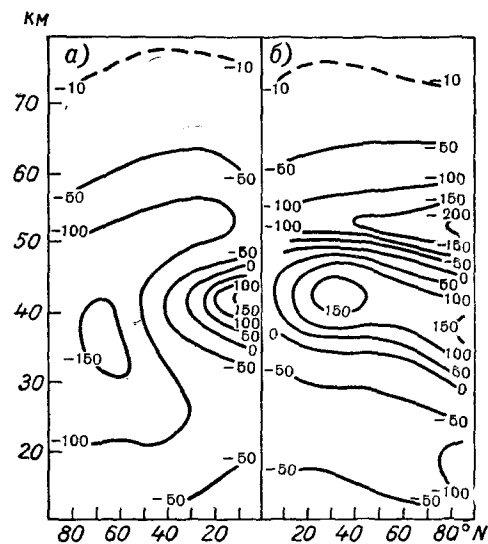


Рис. 15. Суммарный радиационный баланс (10^{-5} кал/см² в двухкилометровом слое) в стратосфере и мезосфере зимой (а) и летом (б).

65—70 км в зимнем полушарии и $10\text{--}12^\circ$ в день приблизительно на 50 км в летнем. Только небольшая область нагревания (до 4°C в день) формируется в слое 70—80 км летом главным образом благодаря поглощению углекислым газом ($\lambda=15$ мкм) [238]. Таким образом, распределение области охлаждения имеет довольно хорошую обратную связь с температурой: максимум охлаждения наблюдается вблизи температурного максимума, а максимум нагревания — вблизи температурного минимума.

Радиационное охлаждение стратосферы, вызываемое CO_2 и H_2O , лишь в небольшой степени компенсируется поглощением длинноволновой радиации озоном. Поэтому длинноволновый радиационный баланс стратосферы отрицателен. В то же время ультрафиолетовая радиация Солнца, поглощаемая озоном, и инфра-

красная, поглощаемая водяным паром и углекислым газом, компенсируют длинноволновое излучение.

Суммарный радиационный баланс за счет длинноволнового и коротковолнового компонентов всех трех газов, рассчитанных Е. П. Борисенковым и Б. А. Осиповым [17], показан на рис. 15.

Зимой, когда в течение полярной ночи в высоких и умеренных широтах стратосферы преобладает длинноволновое охлаждение воздуха, имеет место отрицательный радиационный баланс. Только в низких широтах на высотах 40—42 км и в это время года радиационный баланс положителен. Различие условий притока тепла является причиной формирования горизонтальных градиентов температуры и сильных западных ветров в зоне 50—70° N в холодном полушарии.

Летом слой 30—50 км характеризуется положительным радиационным балансом. Наиболее существенные изменения радиационного баланса от зимы к лету происходят в слое 35—45 км и авторы работы [17] приходят к выводу, что именно здесь наблюдаются максимальные сезонные изменения кинетической энергии (при условии, что динамика процессов в верхней атмосфере определяется только термическими причинами).

2.6. Температура воздуха в стратосфере и мезосфере

Вследствие сезонных различий радиационного режима в высоких широтах температура в стратосфере летом значительно выше, чем зимой.

Зимой в течение полярной ночи воздух в стратосфере высоких широт охлаждается за счет длинноволнового излучения, а летом происходит нагревание воздуха вследствие поглощения солнечной радиации главным образом озоном. Согласно работе [216], с повышением температуры уменьшается концентрация озона и, следовательно, уменьшается поглощение. Такая зависимость между температурой воздуха и количеством озона обуславливает устойчивую температуру на уровне около 50 км. В нижележащих слоях, особенно в слое 25—35 км, над высокими широтами северного полушария создаются большие разности температур между зимой и летом (табл. 3).

Таким образом, тепловой режим стратосферы и мезосферы определяется главным образом солнечной радиацией и прежде всего способностью озона поглощать коротковолновую радиацию Солнца.

Суточные изменения температуры, обусловленные суммарным действием радиационного нагревания и охлаждения, показаны на рис. 16 [237]. И хотя эта схема получена в результате большого числа допущений, все же она дает общее представление о суточном радиационном изменении температуры в верхней стратосфере и мезосфере.

Вместе с тем данные наблюдений показывают, что в стратосфере и мезосфере происходят значительные неперiodические изменения температуры и циркуляции воздуха, которые никак нельзя

объяснить лучистым теплообменом. Такие идеи были высказаны еще в пятидесятых годах [152, 187].

Произведенные в последние годы расчеты адвективных и адиабатических изменений температуры [142, 193, 215] показали, что они играют важную роль в неперiodических, в частности суточных, изменениях полей температуры и геопотенциала, а следовательно, и ветра.

По данным ряда авторов [238, 247], суточные изменения температуры, обусловленные поглощением солнечной радиации озоном на высоте около 30 км, равны приблизительно 1° , а максимальные суточные изменения на высоте около 50 км не превышают $5-8^\circ$. Такие суточные колебания температуры в низких и средних широтах

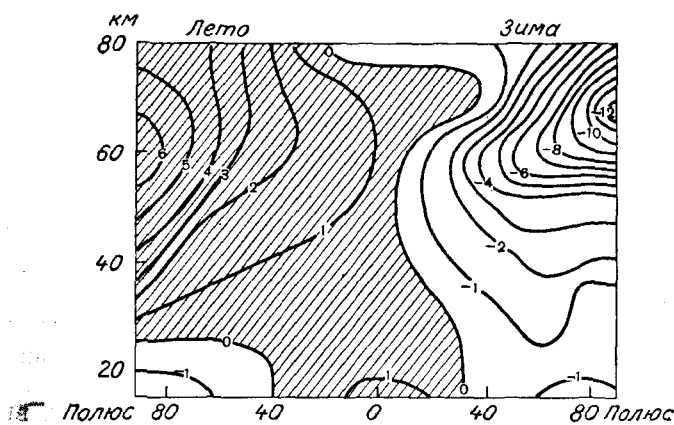


Рис. 16. Схема радиационных суточных изменений температуры (по Р. Маргетройду).

Таблица 3

Разности между средними широтными температурами июля и января на высотах 0—60 км

Высота, км	Широта, град.									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
0	—1	1	6	13	17	24	29	32	31	39
5	1	0	4	11	14	17	18	19	19	17
9	1	0	5	9	13	14	13	18	14	15
12	1	0	3	4	4	4	9	14	17	20
16	4	3	0	—1	—2	2	10	16	22	24
20	7	6	6	3	5	7	14	22	27	30
24	6	4	5	6	5	10	17	25	31	34
30	2	2	3	4	4	10	19	27	38	41
40	7	7	12	19	29	35	40	44	44	—
50	1	1	6	8	21	39	53	57	56	—
55	—1	—1	—3	—7	—2	16	30	39	42	—
60	—	—	—7	—10	—13	—1	12	22	26	—

тах почти постоянны для всех времен года. В высоких же широтах суточные изменения температуры уменьшаются по мере увеличения продолжительности дня.

В табл. 3 приведены разности между средними широтными температурами июля и января на высотах 0—60 км [128]. Как следует из данных табл. 3, разности температур возрастают от низких широт к высоким. Наибольшие величины их наблюдаются в верхней стратосфере высоких широт, что объясняется условиями охлаждения воздуха в период полярной ночи и нагревания в условиях полярного дня.

Чтобы представить освещенность солнечными лучами атмосферы Земли, в табл. 4 приведены данные о затененности части атмосферы в холодное полугодие [194]. Как видно из данных этой таблицы, в январе в районе полюса затененность атмосферы превышает 500 км. Иначе говоря, вся стратосфера и мезосфера находятся в затененной части, вследствие чего создаются условия, благоприятные для выхолаживания воздуха в слое озона.

Таблица 4

Высота (км) затененной части атмосферы в северном полушарии

Дата	Широта, град.			Дата	Широта, град.		
	90	80	70		90	80	70
1 X	6			1 I	544	170	9
15 X	64			15 I	446	121	1
1 XI	197	13		1 II	299	52	
15 XI	335	64		15 II	140	6	
1 XII	472	130	2	1 III	57		
15 XII	544	170	9	15 III	6		
22 XII	566	176	11				

Переход от зимнего режима температуры и циркуляции к летнему и, наоборот, от летнего к зимнему определяется условиями лучистого теплообмена. Уже в середине марта солнечные лучи освещают высокие широты северного полушария (табл. 4). В результате вместо характерной для зимних месяцев температуры -70°C , -75°C в стратосфере Центральной Арктики преобладает температура -50°C , -60°C .

Прогревание воздуха в весенние месяцы и охлаждение его осенью происходит постепенно, но не всегда плавно, особенно весной в северном полушарии.

На рис. 17 приведен средний меридиональный разрез атмосферы зимой и летом до высоты 90—100 км. На разрезе видно, что в одни и те же сезоны величины температуры в высоких, средних и низких широтах заметно различаются. Зимой и летом они также различны. Поверхности, разделяющие сферы, изображены жирными пунктирными линиями. Внизу выделена тропосфера с харак-

терным понижением температуры с высотой и разрывом тропопавзы в районе тропиков. В стратосфере в целом наблюдается повышение температуры с максимумом на высоте около 55 км. При этом в стратосфере высоких широт температура выше тропопавзы понижается и на высоте 30 км достигает -65 , -75°C , а затем, заметно возрастая, на уровне стратопавзы приближается к 0 , -10°C . В низких широтах сезонные различия незначительны.

Выше стратопавзы вновь начинается понижение температуры и на уровне мезопавзы она равняется -75 , -85° . Это наиболее низкая температура в атмосфере, поскольку выше мезопавзы и до

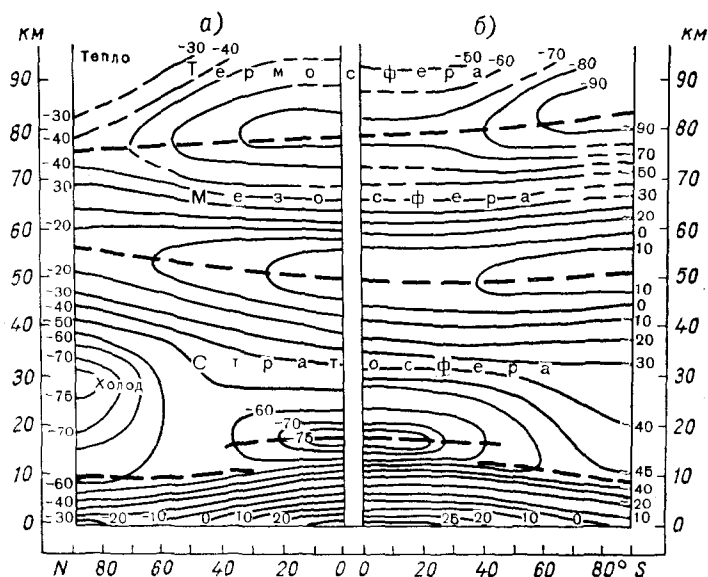


Рис. 17. Вертикальный разрез температуры воздуха зимой (а) и летом (б).

условной границы атмосферы наблюдается значительное ее повышение. В слое мезопавзы температура зимой выше, чем летом, на 50 — 60° . Из разреза также следует, что в слое 10 — 40 км разности температуры зима—лето являются наибольшими в высоких широтах.

Временные разрезы атмосферы (рис. 18) существенно дополняют представление о годовом ходе изменения температуры. Разрезы построены по ежедневным данным ракетного зондирования, за каждый месяц было использовано 3 — 4 запуска ракет (свыше 30 за год). Чтобы показать некоторые интересные детали годового хода температуры и ветра, были выбраны три станции, расположенные на разных широтах: Туле $76^{\circ}33' \text{N}$, $68^{\circ}49' \text{W}$, форт Грили $64^{\circ}00' \text{N}$, $145^{\circ}44' \text{W}$ и Антигуа $17^{\circ}09' \text{N}$, $61^{\circ}47' \text{W}$. Данные были взяты за 1967 г. для форта Грили и Антигуа и за 1968 г. для Туле.

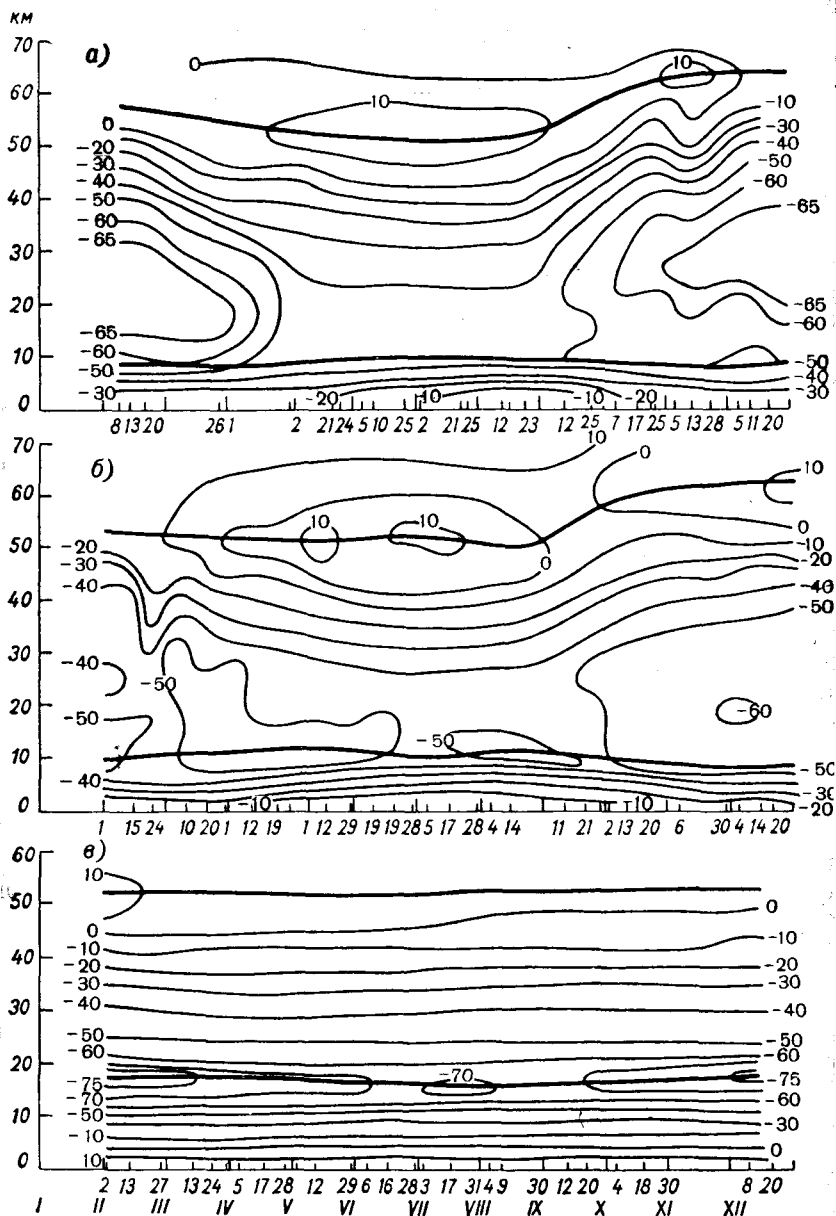


Рис. 18. Годовой ход изменений температуры воздуха в слое 0—60 км в различных широтных зонах по данным ежедневных наблюдений в Туле (а), Грили (б) и Антигуа (в).

Общий характер изменения температуры в течение этих лет, за исключением отдельных деталей, мало отличается от средней картины. Однако в Туле и Грили между зимними и летними месяцами существует очень заметное различие в величинах температуры (рис. 18). На высотах 50—60 км разности температуры достигают 10—20°, а на высотах 20—30 км, где для зимы характерны низкие значения температуры, эти разности возрастают до 20—25°. Как видно, для высоких широт Земли в тропосфере—стратосфере и нижней мезосфере существенны сезонные изменения температуры. В Антигуа, наоборот, в течение года температура не подвергается сколько-нибудь существенным изменениям. Лишь на уровне тропопаузы разность температуры между зимой и летом достигает 5—10°.

Следует обратить внимание (рис. 18) на то, что повышение температуры от зимы к лету начинается в верхней стратосфере и затем постепенно распространяется на нижние ее слои, а от лета к зиме понижение температуры начинается в нижних слоях и затем распространяется в верхние. Такой характер весеннего повышения и осеннего понижения температуры не является особенностью 1967 или 1968 г., а хорошо выражено и на средних годовых термоизоплетах.

Необходимо также сказать, что в распределении температуры воздуха между разными годами наблюдаются различия главным образом в декабре—марте. В остальное время года в одних и тех же пунктах температуры между этими годами различаются очень мало. Это объясняется тем, что действие динамического фактора сильнее выражено в зимние месяцы.

Возвращаясь к рис. 17, отметим, что на всех широтах в слое от поверхности земли до высот 50—60 км имеются два минимума и один максимум температуры. Такое распределение температуры характерно для всех точек земного шара, однако особенности ее изменения по вертикали показывают неоднородность строения атмосферы над различными широтами как в одни и те же сезоны, так и в разные. Из рис. 17 также следует, что в одном сезоне и на одном уровне разности температуры воздуха между различными широтами превышают 10—20°. При этом неоднородность особенно значительна в слое высоких температур (50—60 км) и в слое низких температур в верхней мезосфере (75—85 км). Создающиеся при этом горизонтальные градиенты температуры и объясняют сезонный режим циркуляции воздуха в стратосфере и мезосфере. Зимой в северных широтах в зависимости от зональной и меридиональной циркуляции температура воздуха не только в тропосфере, но и в стратосфере может существенно изменяться. В средних и особенно низких широтах внутрисезонные изменения ее небольшие.

В табл. 5 приведены значения вертикального градиента температуры γ над различными широтами зимой и летом до высот 90—100 км. Легко видеть, что положительные величины γ наблюдаются до поверхности 100 мб, а отрицательные выше этой поверхности, до 0,1—0,04 мб как зимой, так и летом. В высоких широтах

до 30—10 мб зимой величины γ почти всегда отрицательные, а летом положительные. Иначе говоря, сезонные различия знака и величины γ характерны для высоких широт.

Интересна также табл. 6, содержащая данные о высоте изобарических поверхностей до величины давления 0,0005 мб, соответствующие высоте около 100 км.

Наблюдающиеся в стратосфере и верхней мезосфере инверсии температуры (см. рис. 17 и табл. 5) носят почти постоянный характер. В средней стратосфере на высотах 20—26 км при определенных условиях, очевидно при резко выраженных инверсиях, возникают тонкие и неплотные, так называемые перламутровые облака, состоящие из кристалликов льда и переохлажденных капелек воды.

Облака обнаружены и на высотах около 80 км, т. е. там, где понижение температуры воздуха с высотой прекращается и начинается повышение. Здесь под инверсионным слоем в сумерки летом при ясной погоде наблюдаются блестящие тонкие облака, ярко освещенные солнцем, находящемся за горизонтом, о чем говорилось выше.

Предполагается, что серебристые облака состоят главным образом из космической пыли. Они, как и перламутровые облака, возникают благодаря инверсии температуры. Уровень расположения серебристых облаков, очевидно, определяется задерживающим слоем, образующимся в связи с повышением температуры с высотой при переходе из мезосферы в вышележащий слой — термосферу.

В слоях атмосферы под перламутровыми и серебристыми облаками при положительном знаке вертикального градиента температуры, очевидно, происходит подъем воздуха и конденсация водяного пара, который здесь содержится в ничтожном количестве. Проникновение водяного пара из тропосферы в стратосферу происходит при таком распределении температуры с высотой, когда тропопауза перестает быть задерживающим слоем. Это наблюдается в зимние месяцы над арктическими и антарктическими районами земного шара и в тропической зоне, где тропопауза разорвана. Проникновение водяного пара в стратосферу происходит также при мощной вулканической деятельности и в ограниченных масштабах при атомных взрывах.

Рассмотрим некоторые особенности поля температуры в нижней половине стратосферы. Для этого обратимся к средним картам OT_{300}^{100} и OT_{100}^{100} .

На рис. 19 и 20 приведены средние карты января и июля. В средних и высоких широтах эти карты характеризуют поле температуры нижней стратосферы, а в низких широтах — верхней тропосферы.

Нетрудно видеть резкое различие между распределением температуры в слоях 300—1000 мб (см. рис. 10 и 11) и 100—300 мб.

Характерной особенностью поля температуры в слое 100—300 мб в северном полушарии зимой (рис. 19) является широкая

Вертикальные градиенты температуры (град/км) над различными широтами
до уровня 90—100 км

Слой, мб	Широта, град.									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Январь										
300—500	—	6,5	6,8	7,0	6,7	6,4	6,2	5,7	5,7	—
200—300	—	7,9	7,4	5,7	3,0	1,5	1,2	1,2	0,9	—
100—200	—	6,1	4,4	2,8	0,9	-0,2	0,0	0,2	0,7	—
50—100	—	-2,0	-1,2	-1,0	0,2	0,5	0,5	0,9	0,7	—
30—50	—	-2,9	-2,5	1,2	-1,2	0,0	0,3	0,3	1,0	—
15—30	—	-2,5	-2,3	-2,0	-1,7	-1,2	-0,7	-0,4	0,7	—
8—15	-3,0	-3,0	-3,0	-2,3	-1,5	-0,4	-0,4	0,0	0,0	—
4—8	-3,3	-3,3	-3,1	-3,2	-3,0	-2,7	-2,3	-2,1	-2,1	—
2—4	-3,3	-3,3	-3,3	-3,3	-2,6	-3,1	-3,0	-3,0	-3,0	—
1—2	-2,5	-2,5	-2,2	-2,1	-2,1	-1,8	-1,2	-1,7	-2,1	—
0,6—1	-1,0	-1,0	-1,2	-1,5	-1,3	-1,4	-1,7	-1,1	-0,9	—
0,2—0,6	—	2,6	2,4	1,8	0,7	-0,9	-1,7	-2,2	-2,2	—
0,10—0,2	—	—	—	4,2	3,1	1,7	-0,6	—	—	—
0,04—0,10	—	—	—	3,0	3,7	4,7	4,9	—	—	—
0,01—0,04	—	—	—	2,1	1,9	2,0	1,7	—	—	—
0,002—0,01	—	—	—	-1,4	-1,6	-2,0	-2,1	—	—	—
0,0005—0,002	—	—	—	-2,4	-2,6	-2,3	-1,4	—	—	—
Июль										
300—500	—	6,5	6,5	6,3	6,7	6,8	7,1	6,9	6,7	—
200—300	—	8,1	8,0	7,3	6,2	5,1	2,6	0,7	-0,4	—
100—200	—	5,4	5,1	3,9	2,3	0,2	-0,4	-0,2	-0,4	—
50—100	—	-2,6	-2,6	-1,9	-1,4	-0,4	0,0	-0,2	-0,4	—
30—50	—	-2,2	-2,2	-2,1	-1,2	-1,2	-0,9	-0,9	0,3	—
15—30	—	-2,0	-1,8	-1,6	-1,4	-1,0	-1,0	-0,8	-0,8	—
10—15	—	-1,4	-1,9	-2,2	-2,5	-1,8	-1,5	-2,3	-1,5	—
6—10	-2,9	-2,9	-3,1	-3,3	-3,2	-3,3	-2,7	-2,2	-1,6	—
3—6	-3,9	-3,9	-3,8	-3,8	-3,8	-3,0	-2,7	-2,1	-1,8	—
1,6—3	-2,9	-2,9	-2,7	-2,2	-2,4	-2,9	-3,0	-2,7	-2,9	—
0,8—1,6	-1,1	-1,1	-0,7	-0,2	-0,3	-1,5	-2,5	-3,1	-2,9	—
0,3—0,8	—	—	2,3	2,3	3,7	-3,7	3,3	2,8	2,2	—
0,10—0,3	—	—	—	3,3	3,5	4,5	4,3	—	—	—
0,04—0,10	—	—	—	3,2	3,2	3,6	5,0	—	—	—
0,01—0,04	—	—	—	1,7	1,7	2,4	3,0	—	—	—
0,002—0,01	—	—	—	-1,8	-1,9	-2,0	-1,7	—	—	—
0,0005—0,002	—	—	—	-2,5	-3,4	-3,8	-4,5	—	—	—

Таблица 6

Высота (км) изобарических поверхностей (по Маргетройду)

Давление, мб	Широта, град.								
	0	10	20	30	40	50	60	70	80
Лето									
12	29,8	29,9	30,0	30,3	30,6	30,8	30,9	31,0	31,1
10	31,1	31,1	31,2	31,6	31,8	32,1	32,2	32,3	32,4
8	32,6	32,6	32,8	33,1	33,4	33,7	33,8	33,9	34,0

Давление, мб	Широта, град.								
	0	10	20	30	40	50	60	70	80
6	34,6	34,6	34,8	35,2	35,5	35,7	35,9	36,0	36,1
4	37,5	37,5	37,8	38,2	38,5	38,8	38,9	39,0	39,1
3	39,7	39,7	40,0	40,4	40,7	41,0	41,1	41,2	41,2
2,5	41,1	41,1	41,4	41,8	42,2	42,5	42,5	42,6	42,6
2,0	42,8	42,9	43,2	43,6	44,0	44,2	44,3	44,4	44,3
1,6	44,6	44,6	44,9	45,4	45,8	46,1	46,1	46,1	46,0
1,2	47,0	47,0	43,7	47,7	48,2	48,5	48,5	48,5	48,4
1,0	48,4	48,4	48,8	49,2	49,7	50,1	50,1	50,0	49,9
0,8	50,3	50,3	50,6	51,1	51,6	52,0	52,0	51,9	51,8
0,6	52,7	62,7	53,0	53,4	54,0	54,4	54,5	54,4	54,2
0,4	—	56,0	56,2	56,6	57,2	57,7	57,8	57,8	57,6
0,3	—	—	58,5	58,8	59,4	60,0	60,1	60,1	59,9
0,2	—	—	—	61,8	62,3	63,0	63,2	—	—
0,15	—	—	—	63,9	64,4	65,1	65,4	—	—
0,10	—	—	—	66,7	67,1	67,8	68,2	—	—
0,08	—	—	—	68,3	68,6	69,3	70,0	—	—
0,04	—	—	—	72,7	73,0	73,6	74,0	—	—
0,02	—	—	—	77,0	77,1	77,6	78,0	—	—
0,01	—	—	—	81,1	81,1	81,4	81,8	—	—
0,004	—	—	—	86,6	86,4	86,5	86,7	—	—
0,002	—	—	—	90,9	90,6	90,6	90,5	—	—
0,001	—	—	—	95,4	95,1	94,9	94,7	—	—
0,0005	—	—	—	100,2	99,8	99,5	99,2	—	—

Зима

12	29,4	29,4	29,5	29,5	29,4	29,3	28,8	28,3	28,0
10	30,6	30,6	30,7	30,6	30,6	30,4	30,0	29,4	29,0
8	32,1	32,1	32,2	32,1	32,0	31,8	31,3	30,7	30,3
6	34,1	34,0	34,1	34,0	33,9	33,7	33,1	32,4	32,0
4	37,0	37,0	37,0	36,8	36,6	36,3	35,7	34,9	34,5
3	39,1	39,0	39,0	38,9	38,7	38,2	37,6	36,7	36,2
2,5	40,4	40,4	40,4	40,2	40,0	39,5	38,8	37,9	37,6
2,0	42,1	42,1	42,1	41,9	41,6	41,1	40,3	39,3	38,8
1,6	43,9	43,8	43,8	43,6	43,2	42,6	41,8	40,8	40,3
1,2	46,2	46,1	46,1	45,8	45,4	44,7	43,8	42,8	42,2
1,0	47,6	47,6	47,5	47,2	46,8	46,1	45,1	44,0	43,5
0,8	49,5	49,4	49,3	49,0	48,5	47,7	46,7	45,6	45,0
0,6	51,8	51,8	51,6	51,3	50,7	49,8	48,7	47,6	47,0
0,4	55,2	55,1	55,0	54,5	53,9	52,9	51,7	50,4	49,7
0,3	—	57,4	57,2	56,8	56,1	55,1	53,8	52,5	51,8
0,2	—	60,5	60,4	60,0	59,3	58,3	56,9	55,5	54,8
0,15	—	—	—	62,1	61,4	60,4	59,1	—	—
0,10	—	—	—	65,0	64,4	63,6	62,2	—	—
0,08	—	—	—	66,5	66,0	65,2	63,9	—	—
0,04	—	—	—	71,1	70,6	70,0	68,9	—	—
0,02	—	—	—	75,4	75,0	74,4	73,5	—	—
0,01	—	—	—	79,6	79,2	78,6	77,8	—	—
0,004	—	—	—	85,0	84,7	84,3	83,7	—	—
0,002	—	—	—	89,3	89,1	88,9	88,4	—	—
0,001	—	—	—	93,7	93,7	93,6	93,3	—	—
0,0005	—	—	—	98,4	98,6	98,6	98,3	—	—

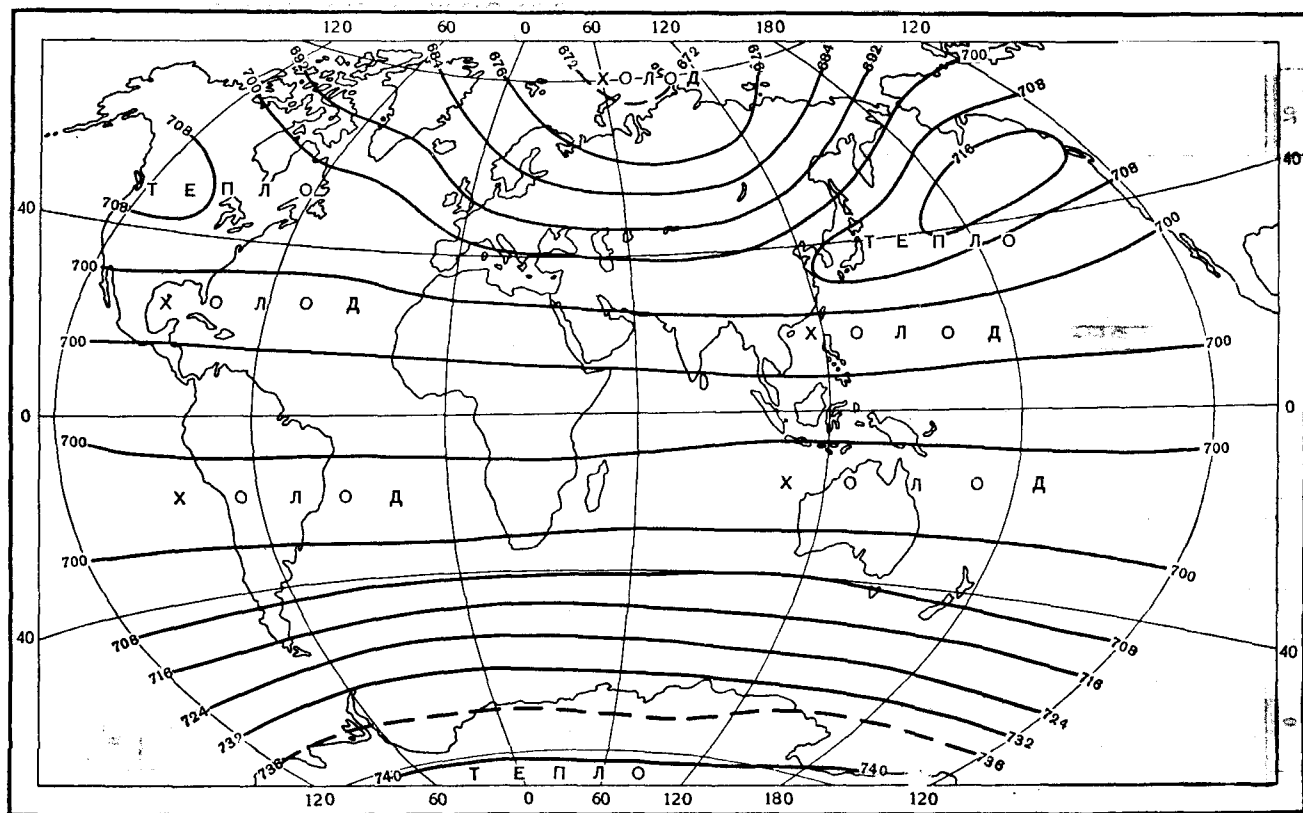


Рис. 19. Средняя карта OT_{300}^{100} . Январь.

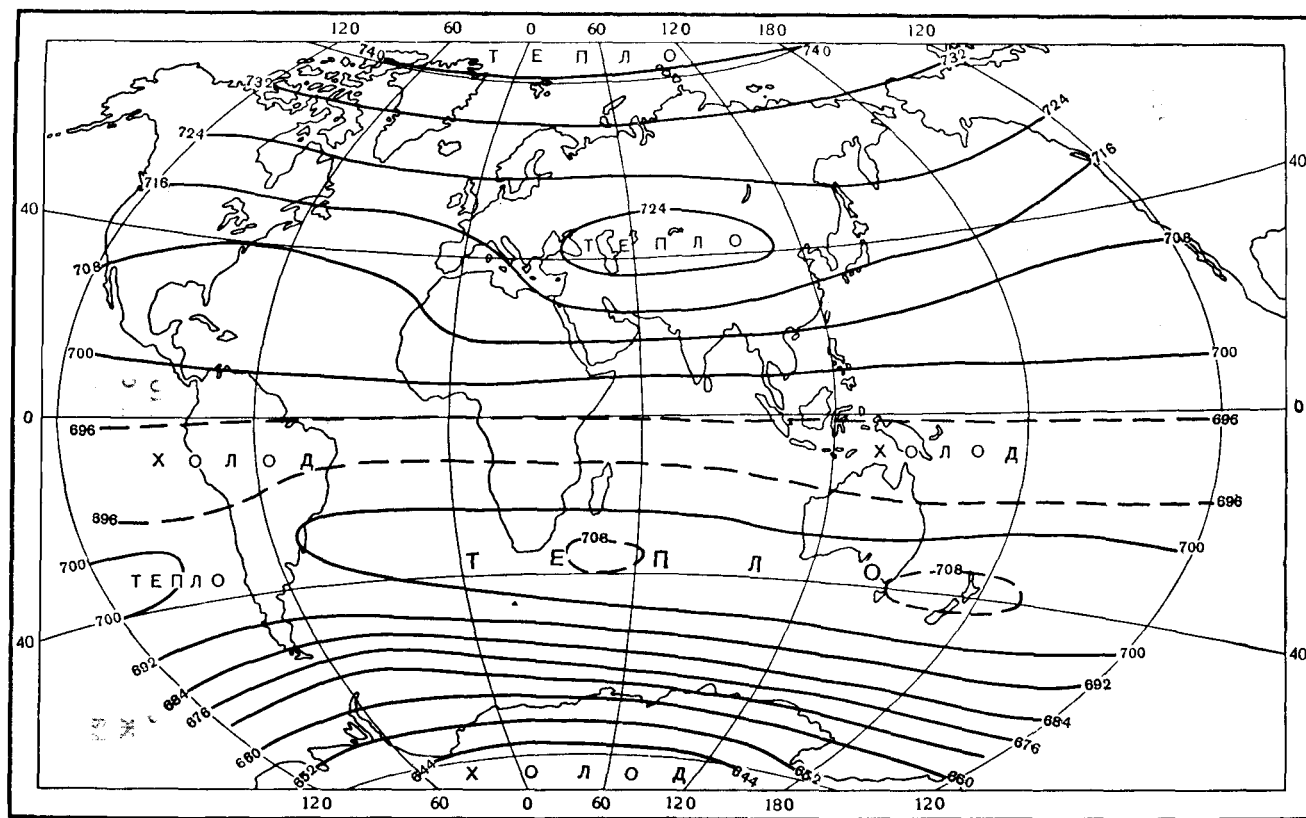


Рис. 20. Средняя карта OT_{300}^{100} . Июль.

полоса тепла между тропической и умеренной зонами, значительно смещенная к северу над Тихим океаном. В сравнении с температурами в верхней и средней тропосфере умеренных широт в экваториальной и тропической зонах обоих полушарий температура воздуха сравнительно высокая. Однако в верхней тропосфере экваториальной зоны температура значительно ниже, чем на тех же высотах в умеренной зоне. Относительно низкие температуры воздуха в стратосфере характерны и для высоких широт зимой. Аналогичная полоса тепла образуется зимой и в южном полушарии (рис. 20), где она ограничивается широтой $30-40^\circ$.

Летом в северном полушарии структура полей температуры и ветра отлична от аналогичных полей в южном полушарии в том же сезоне. Над южной частью Евразии выделяется область тепла, граничащая с воздухом экваториальной зоны. Здесь между 40 и 10°N возникают самые большие на всем полушарии контрасты температуры ($7-8^\circ$ на 1000 км) и значительные скорости ветра восточного направления, в то время как над океанами контрасты не превышают $2-4^\circ$ на 1000 км.

Из карт относительной топографии, характеризующих поле температуры вышележащих слоев стратосферы, видно, что упомянутые выше особенности структуры поля остаются без существенных изменений до высот $28-31$ км. Согласно картам OT_{100}^{10} , характеризующим распределение температуры в слое приблизительно $16-30$ км в январе и июле (рис. 21 и 22), зимой в северном полушарии вдоль широтной зоны около 40°N находится полоса относительно высоких значений температур, окаймляющая все северное полушарие, которая нестрого следует вдоль широты 40° . На севере Тихого океана она смещается к широтам $40-60^\circ$ и оформлена в виде замкнутой области тепла. К возникновению этой аномалии мы вернемся ниже, а пока отметим, что широкая полоса высоких температур между тропической и умеренной зонами обнаруживается и зимой в южном полушарии, т. е. в июле (рис. 22).

Таким образом, полоса сравнительно высоких температур в обоих полушариях зимой характерна для всей нижней половины стратосферы. Она выделяется на фоне низких значений температур полярной области и экваториальной зоны. В высоких широтах они формируются во время полярной ночи вследствие охлаждения воздуха, температура которого в слое $25-30$ км понижается в среднем до -65 , -75° в Арктике и до -75 , -80° в Антарктике. Низкие температуры в экваториальной зоне обусловлены высоким положением тропопаузы, на уровне которой температура воздуха достигает -80 , -85° , и, хотя в стратосфере она повышается с высотой, все же средняя температура слоя оказывается ниже, чем в субтропиках.

Вместе с тем зоны тепла, обнаруживаемые зимой в нижней стратосфере обоих полушарий между широтами 40 и 60° , с высотой смещаются в сторону низких широт. На уровне 30 км они уже находятся в тропической зоне. На высоте 40 км над экватором сравнительно теплее, чем над средними и высокими широтами.

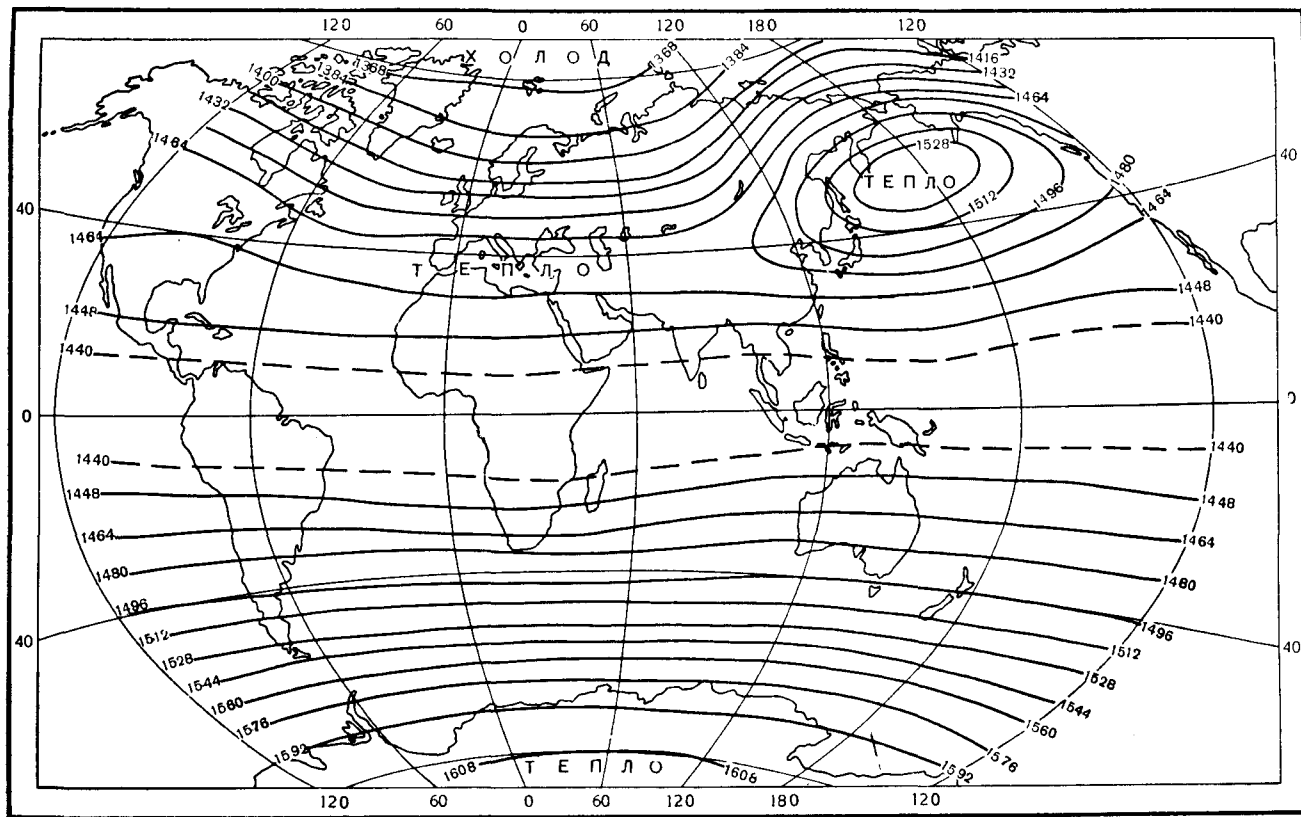


Рис. 21. Средняя карта OT_{100}^{10} . Январь.

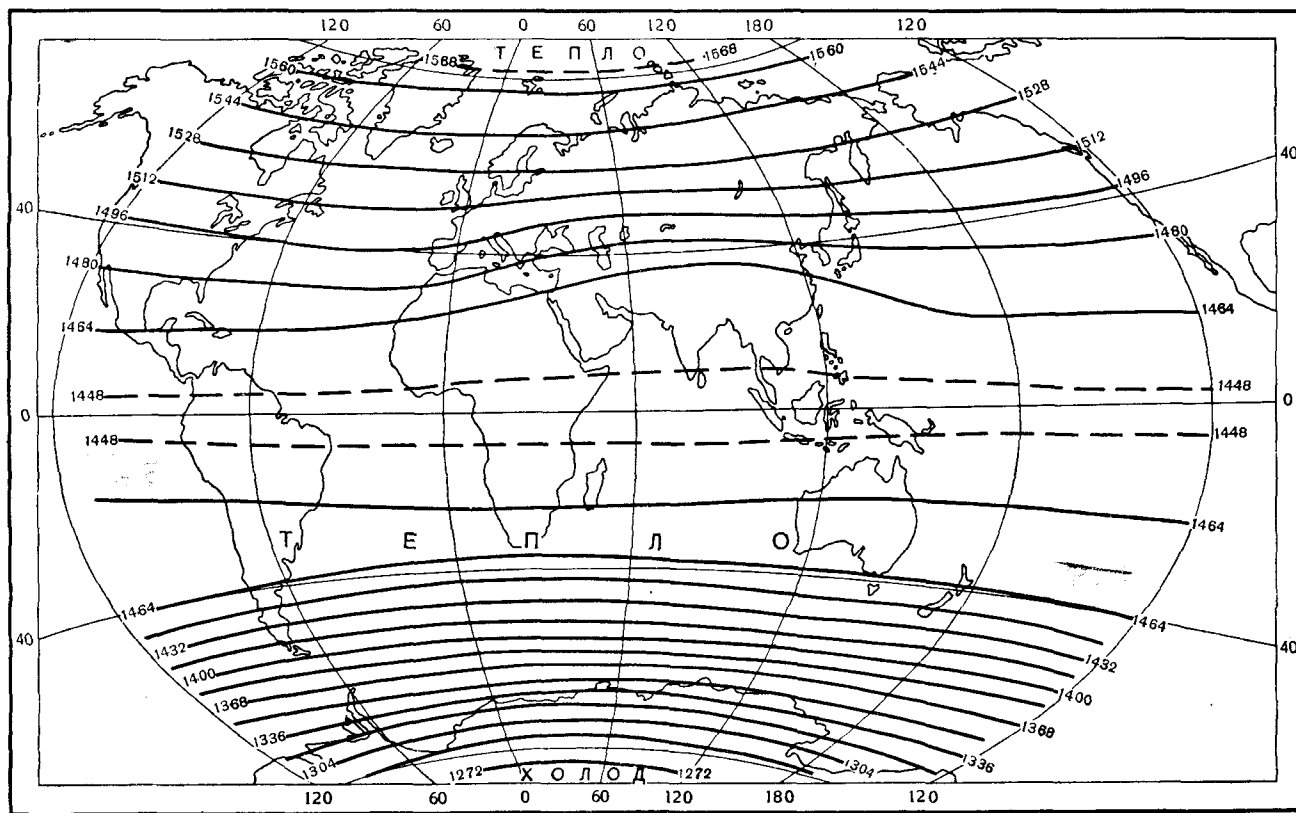


Рис. 22. Средняя карта ОТ₁₀₀¹⁰. Июль.

Наиболее высокие температуры (около 5°), наблюдаются на уровне 50 км в экваториальной зоне. На этом же уровне над средними широтами они составляют в среднем -10 , -20° , а в районе полюса — ниже -20° .

Следовательно, уже выше 25—30 км горизонтальный градиент температуры зимой направлен из экваториальной зоны в сторону полюса. Этим и определяется повсеместное возрастание скоростей западных воздушных течений с высотой в стратосфере в холодную часть года. При этом возрастание скоростей происходит между

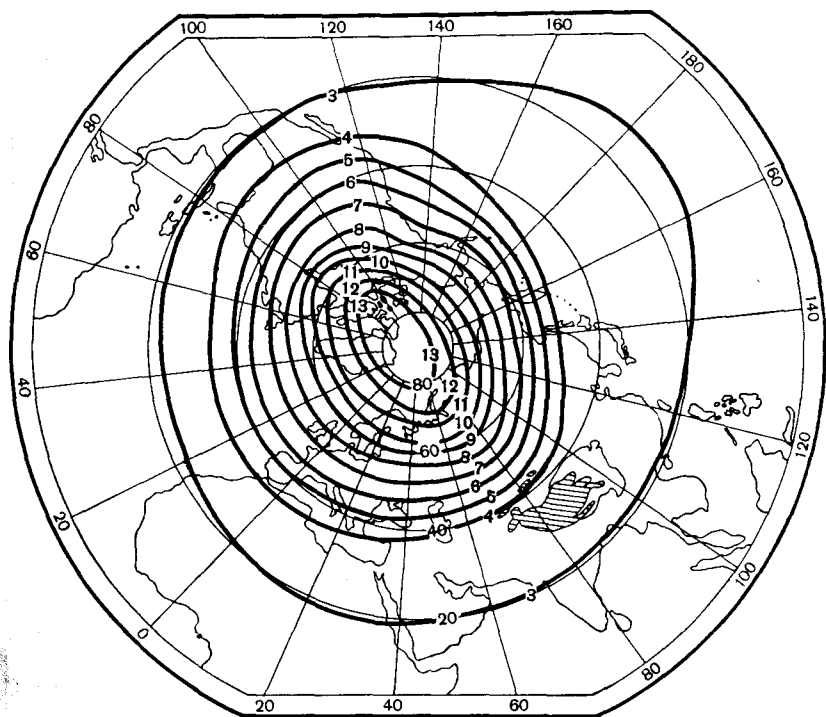


Рис. 23. Изменчивость температуры на поверхности 10 мб в январе.

средними и высокими широтами. В субтропической зоне, наоборот, в соответствии с распределением температуры между средними и низкими широтами сильные ветры в зоне струйных течений с высотой ослабевают и уже на высотах 20—30 км становятся совсем слабыми. Лишь в отдельные периоды времени при крупных меридиональных преобразованиях термобарического поля в стратосфере северного полушария в Центральной Арктике происходит значительное повышение температуры. Этим нарушается обычное распределение температуры между экватором и северным полюсом.

Упомянутая зимняя зона тепла в северном полушарии над Тихим океаном смещается к северу (к широтам 40 — 60°) и обособ-

ляется (см. рис. 21). Внутри этой области температура воздуха по абсолютным значениям заметно выше, чем над другими частями полушария. Эта область тепла настолько сильно выражена, что отражается на циркуляции средней и верхней стратосферы вплоть до уровня 50—60 км. Этим, как мы увидим ниже, объясняются образование замкнутой области высокого давления на севере Тихого океана зимой вблизи 50—60° N и преобладающие восточные ветры южнее этих широт в стратосфере. По данным ракетного зондирования, восточные ветры здесь нередко обнаруживаются и в верхней стратосфере.

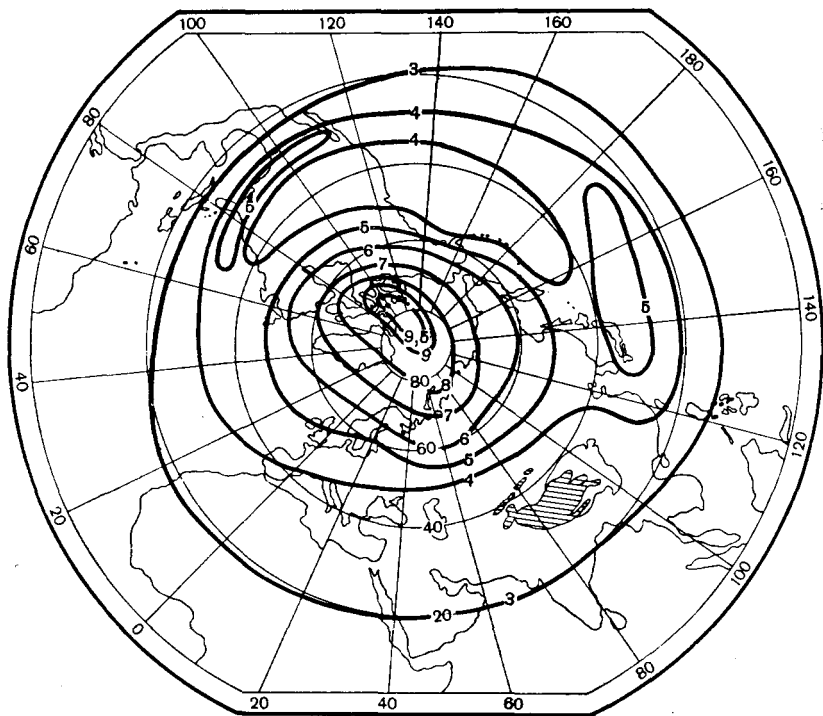


Рис. 24. Изменчивость температуры на поверхности 100 мб в январе.

В южном полушарии нет даже признаков подобной аномалии температуры в стратосфере. Здесь зона тепла зимой ограничена широтами 20—40°, а система преобладающих восточных ветров в средней и верхней тропосфере редко отмечается южнее широт 20—30°.

Летом распределение температуры в стратосфере резко отличается от зимнего. Наиболее высокие значения температуры воздуха в стратосфере, как и следовало ожидать, наблюдаются над высокими широтами, где на уровне 50 км они достигают 0—10° C. В низких широтах на этом уровне также находится максимум температуры, но он не превышает 0—5°, т. е., как и в нижней стра-

тосфере, горизонтальный градиент температуры направлен из высоких широт в сторону низких.

Как обычно, средние месячные карты, в данном случае карты относительной топографии, скрыли многие интересные особенности поля температуры в стратосфере. Ниже мы познакомимся с некоторыми непериодическими макропроцессами, которые являются характерными для стратосферы холодного полугодия. Здесь же приведем некоторые сведения об изменчивости температуры воздуха на изобарических поверхностях 100 и 10 мб в северном полушарии, заимствованные из работы И. В. Ханевской [185]. По этим данным, в средней и нижней стратосфере зимой наиболее изменчива температура в высоких широтах. Максимальная величина среднего квадратического отклонения температуры на поверхности 10 мб равна 13—14° в западной части Центральной Арктики и 5—7° в субтропической зоне (рис. 23). На поверхности 100 мб величина изменчивости составляет соответственно 8—9° и 3—4° (рис. 24). Величины изменчивости в стратосфере высоких широт, как видим, большие. Для сравнения следует отметить, что во всей тропосфере умеренной зоны наибольшая изменчивость температуры не превышает 5—6°, за исключением северо-западной части Америки, где она достигает 8—10° на поверхности 850 мб.

Как увидим ниже, высокая изменчивость температуры в стратосфере северного полушария зимой вызвана непериодическими макромасштабными процессами, часто повторяющимися в холодное время года.

Летом изменчивость температуры в обоих полушариях мала. В тропосфере северного полушария она не превышает 4—5°. По тем же данным, в стратосфере Арктики на поверхности 30 мб изменчивость температуры не превышает 1,5—2,5°. Интересно, что наибольшая изменчивость приходится на район Северной Африки—Южной Азии. Здесь она равна 5°.

Изменчивость температуры в стратосфере Антарктики зимой значительно меньше, чем в Арктике, что можно объяснить более интенсивными процессами в высоких широтах северного полушария по сравнению с южным.

3.1. Главные факторы, определяющие общую циркуляцию атмосферы

Циркуляция атмосферы определяется многими факторами, которые в той или иной степени оказывают на нее влияние. Среди них наиболее важными являются: лучистая энергия Солнца, вращение Земли вокруг своей оси, неоднородность земной поверхности, трение.

Лучистая энергия Солнца является основным источником атмосферной циркуляции, а неравномерное ее распределение на земном шаре — главной причиной глобальной циркуляции. В тропосфере от нагретой солнечными лучами земной поверхности путем турбулентного теплообмена нагреваются нижние слои атмосферы. Увеличение турбулентного обмена по вертикали производит перемешивание масс воздуха и вызывает понижение температуры вблизи поверхности земли и уменьшает величину вертикального градиента температуры (в стратосфере и мезосфере иные условия нагревания воздуха). Атмосфера использует не всю поступающую солнечную энергию, а только незначительную ее часть. Расчеты показывают, что лишь около 2% поступающей энергии превращается в кинетическую энергию движения воздуха.

Вращение Земли (параметр Кориолиса) оказывает огромное влияние на движение в атмосфере. Влияние вращения Земли на атмосферную циркуляцию изменяется с широтой. Оно значительно в высоких широтах и приближается к нулю на экваторе. Поэтому при крупномасштабных движениях обычно учитывается изменение влияния вращения Земли вдоль меридианов.

Величина отклоняющей силы вращения A , рассчитанная на единицу массы, зависит от угловой скорости вращения ω , скорости движения частицы v и широты φ :

$$A = 2\omega v \sin \varphi.$$

При решении теоретических задач общей циркуляции атмосферы, скорость вращения Земли обычно принимается постоянной. Однако установлено, что скорость вращения подвергается сезонным и непериодическим изменениям. Амплитуда сезонных изменений скорости вращения Земли равна 65 м/сек., а скачкообразные изменения могут достигать 10 мсек. Как видим, изменения скорости вращения Земли составляют весьма малую величину, но ряд

ученых считают, что эти малые изменения могут привести к экстремальным деформациям различных параметров эллипсоида вращения. В частности, в последние годы развивается идея о большой роли деформационных сил Земли в формировании общей циркуляции атмосферы и ее изменений. Изменение параметра Кориолиса с широтой использовано Россби [249] при разработке теории длинных волн [249].

Влияние подстилающей поверхности на глобальную атмосферную циркуляцию велико. Как было показано выше, влияние материков и океанов на температуру воздуха не ограничивается лишь приземным слоем, а распространяется на всю тропосферу путем турбулентного перемешивания. Основные черты возмущающего трансформационного влияния неоднородной подстилающей поверхности на температуру воздуха в тропосфере отражаются и на поле давления.

Трение воздуха о земную поверхность всегда уменьшает скорость воздушных течений и изменяет его направление. Это происходит в нижнем слое атмосферы, ограниченном высотой 1,0—1,5 км.

На атмосферную циркуляцию влияет изменение температуры, вызванное вертикальными движениями воздуха, и выделяемое тепло конденсации водяного пара. Эти изменения температуры значительны и за сутки нередко достигают нескольких градусов. В процессах, развивающихся в тропосфере, стратосфере, а также, очевидно, и в нижней мезосфере, роль адиабатических изменений температуры велика.

В теоретических исследованиях атмосферных процессов важны также размеры атмосферы. По современным данным, условная верхняя граница атмосферы лежит выше 2000 км, хотя в тропосфере и стратосфере сосредоточена почти вся масса атмосферы. У верхней границы стратосферы (50—55 км) давление воздуха составляет около 0,1 мб. Иначе говоря, давление воздуха вблизи уровня 55 км составляет менее 0,0001 давления всей атмосферы. Так как в погодообразовании главную роль играют процессы, развивающиеся в тропосфере, то это позволяет в теоретических исследованиях рассматривать атмосферу как тонкую пленку воздуха вблизи поверхности земли.

3.2. Поле давления и ветра в тропосфере

Скорость и направление ветра изменяется в зависимости от горизонтального градиента температуры, причем термический ветер направлен по изотермам слоя. В случае совпадения изотерм и изобар, т. е. при отсутствии адвекции, ветер с высотой, не меняя направления, усиливается. При адвекции тепла с высотой происходит поворот ветра вправо, а адвекции холода — влево. Если градиент температуры направлен из низких широт к высоким, то основным переносом в атмосфере является западный; если же градиент

температуры направлен из высоких широт к низким, то основным переносом является восточный.

В системе барических образований ветер различен в тыловой и передней частях. В тылу циклона, где характерна адвекция холода, ветер с высотой поворачивает влево, а в передней его части, в области адвекции тепла — вправо. В антициклоне картина обратная: в передней части адвекция холода и левый поворот ветра, а в тылу — адвекция тепла и правый поворот ветра. При определенных условиях, например в верхней части движущегося циклона, скорости ветра с высотой ослабевают до нуля, а затем усиливаются. В теплом секторе циклона, наоборот, ветер с высотой только возрастает. Это определяется соотношением между направлением геострофического ветра в нижнем слое и градиентом температуры на высотах.

Основным видом циркуляции воздуха на вращающейся Земле является зональный перенос, обусловленный разностью температур между низкими и высокими широтами. В тропосфере и нижней стратосфере во все сезоны года преобладает западная циркуляция, так как температура и давление воздуха на высотах выше в экваториальной зоне — тропиках и ниже в полярных областях. По той же причине западная циркуляция преобладает в холодное полугодие и в стратосфере — нижней мезосфере.

Летом западный перенос воздуха ограничен высотами 16—20 км, а выше устанавливается восточный перенос, вызванный более значительным прогреванием воздуха в полярной стратосфере.

Если рассматривать отдельно тропосферу, то на земном шаре источники холода расположены в высоких широтах, а источники тепла — в экваториальной зоне и тропиках. Это соответствует тепловой машине 1-го рода (по Шулейкину). Однако в атмосфере она усложняется тем, что в связи с меридиональной циркуляцией источники тепла и холода могут оказаться в различных широтах. Поэтому термодинамические процессы в атмосфере происходят сложнее, чем в простых машинах.

Междуширотным обменом масс воздуха поддерживается существующее распределение температуры, которое значительно отличается от создаваемого лучистым теплообменом. В холодном полушарии энергии, расходуемой на движение воздуха, всегда больше, чем в теплом, поскольку в том полушарии, где имеет место зима, горизонтальные градиенты температуры и давления во всей тропосфере значительно возрастают. Кроме того, из-за возникающих разностей температур, вследствие неодинакового нагревания и охлаждения материков и океанов, между ними осуществляется циркуляция, имеющая сезонный характер. Правда, она в значительной мере поглощается более мощной циркуляцией, создаваемой тепловыми различиями между экватором и полюсами, однако все же проявляется в сезонной смене воздушных течений у поверхности земли между материками и океанами. Постоянное возникновение, перемещение и разрушение многочисленных циклонов и антициклонов сильно усложняют атмосферную циркуляцию.

Как и поле температуры, характер поля давления и воздушных течений у поверхности земли и на высотах существенно различен. Средние месячные изобары у поверхности земли показывают, что в полярных областях обоих полушарий преобладает высокое атмосферное давление. Ветры из этих областей направлены в сторону умеренной зоны северного и южного полушарий. Для умеренных зон характерно частое возникновение циклонов, в результате чего здесь преобладает низкое давление и сюда направлены воздушные течения не только со стороны высоких широт, но и из тропиков, где часто возникают антициклоны. Из тропиков ветры направлены и в сторону экваториальной зоны. Это пассаты северного и южного полушарий. Такая картина характерна для всех месяцев года.

Отмеченные выше черты общей схемы поля давления и преобладающего приземного ветра на земном шаре обнаруживаются на январской и июльской картах (рис. 25 и 26). Особенно это хорошо выражено в южном полушарии, где материки не столь существенно искажают структуру поля давления и ветра, как в северном полушарии.

Структура средних полей давления и ветра с высотой становится сравнительно проще. На высотах меньше отражаются мелкие особенности поля давления, обусловленные орографией и рельефом поверхности земли. Уже на уровнях 3—5 км и выше среднее поле давления в обоих полушариях отражает основную систему атмосферной циркуляции — западный перенос.

Следует указать на большое различие между высотными картами AT_{300} (рис. 27 и 28) и картами приземного давления (рис. 25 и 26). В то же время карты AT_{300} отражают почти все детали структуры поля средней температуры, выраженные на картах OT_{1000}^{300} .

Отличие абсолютной топографии от относительной состоит в том, что абсолютная топография включает в себя возмущения, обусловленные существованием наземных барических образований. Абсолютная топография поверхности 300 мб, определяющаяся главным образом температурой нижележащих слоев воздуха, на первый взгляд, мало отличается от относительной топографии. Однако этим небольшим различием, обязанным приземному барическому рельефу, определяется преобладающая в тех или иных частях земного шара адвекция температуры в тропосфере.

В средних и высоких широтах обоих полушарий, где наблюдается значительная густота изогипс, различие между картами абсолютной и относительной топографии едва заметно. В низких широтах, где горизонтальные градиенты малы, характер приземного барического рельефа более или менее вырисовывается и на картах вышележащих поверхностей. К северу от экватора, на 10 и 20° N, величины геопотенциала обычно выше, чем на самом экваторе; полоса повышенного давления между этими широтами является характерной для северного полушария. Аналогично, но сравнительно слабо выражена эта полоса и в южном полушарии,

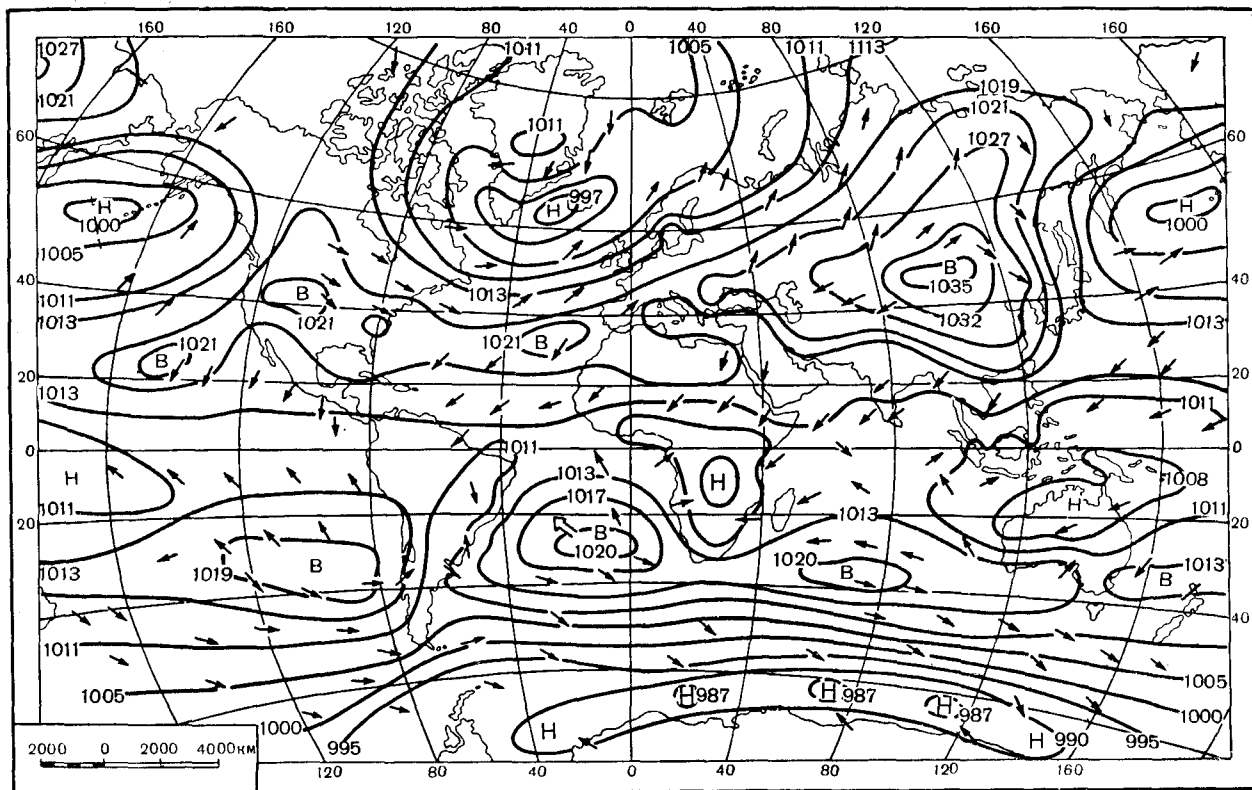


Рис. 25. Атмосферное давление и система воздушных течений на уровне моря. Январь.

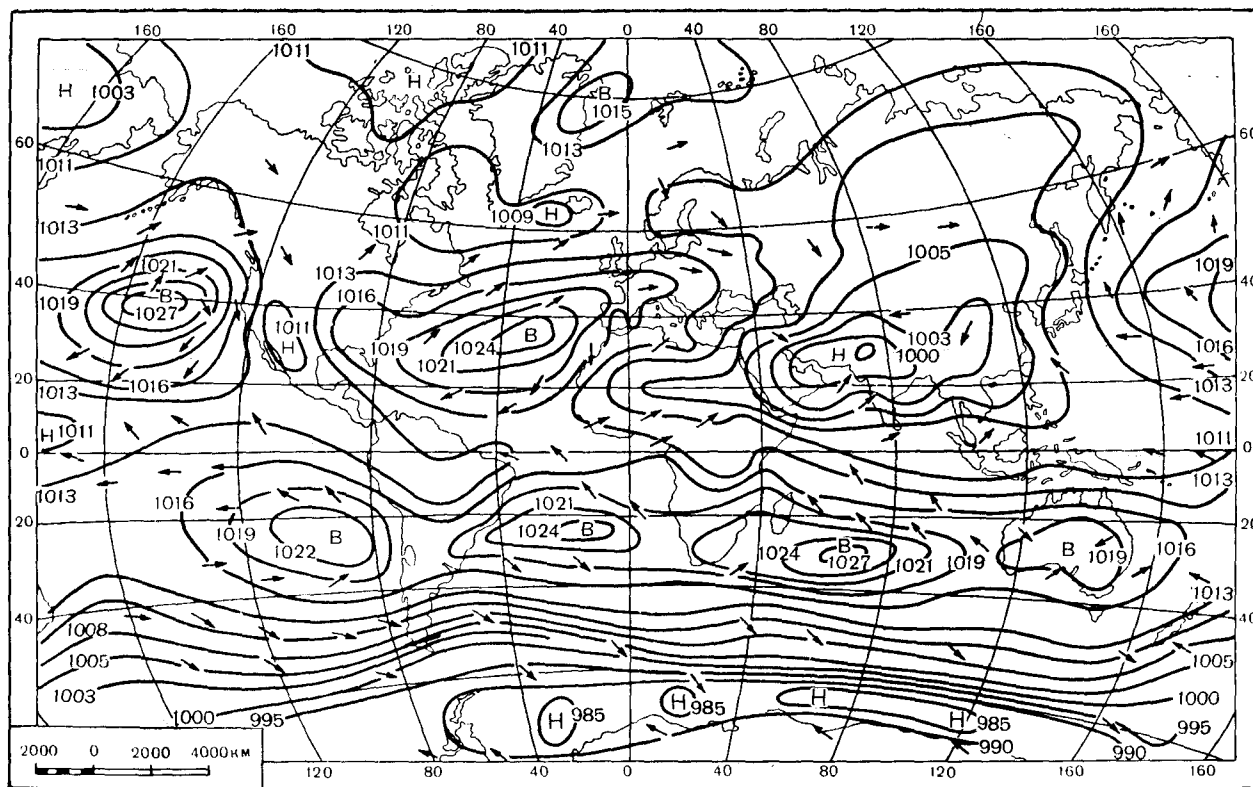


Рис. 26. Атмосферное давление и система воздушных течений на уровне моря. Июль.

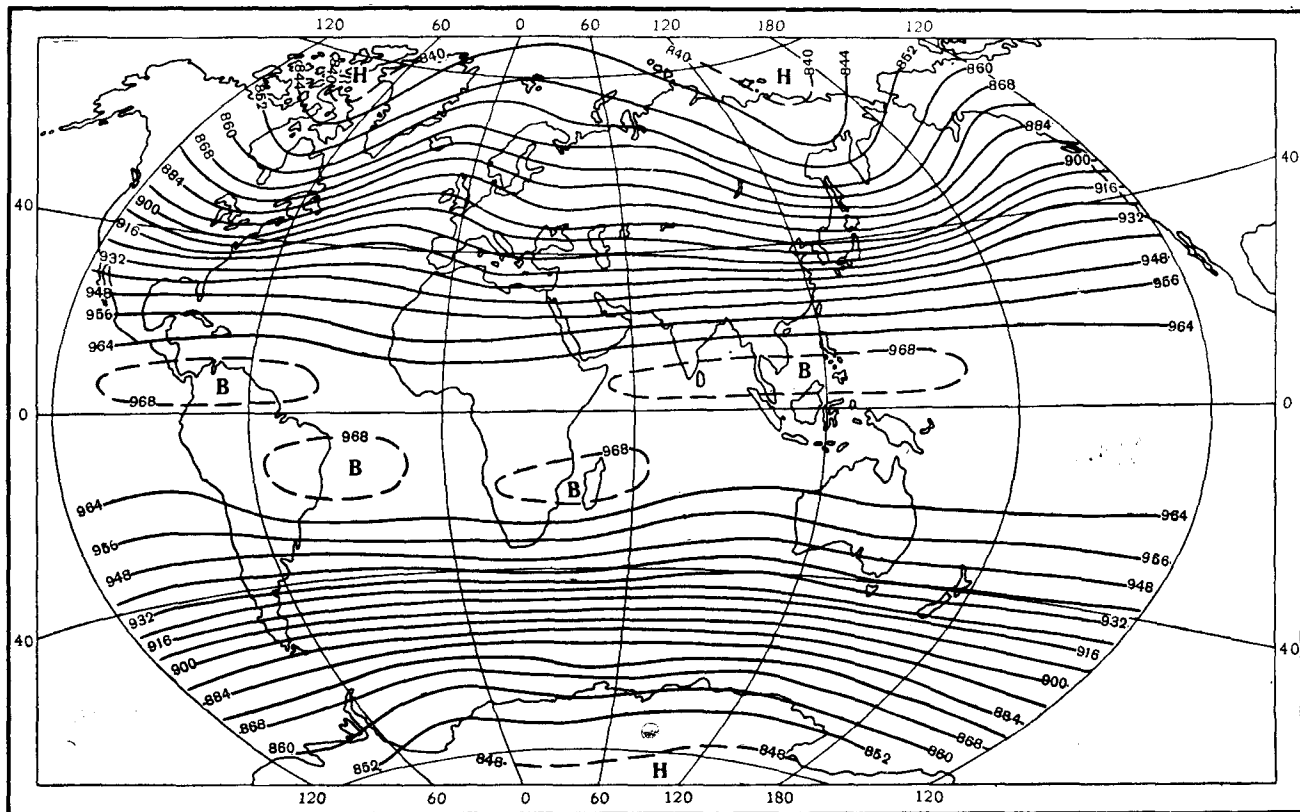


Рис. 27. Карта AT_{300} . Декабрь—февраль.

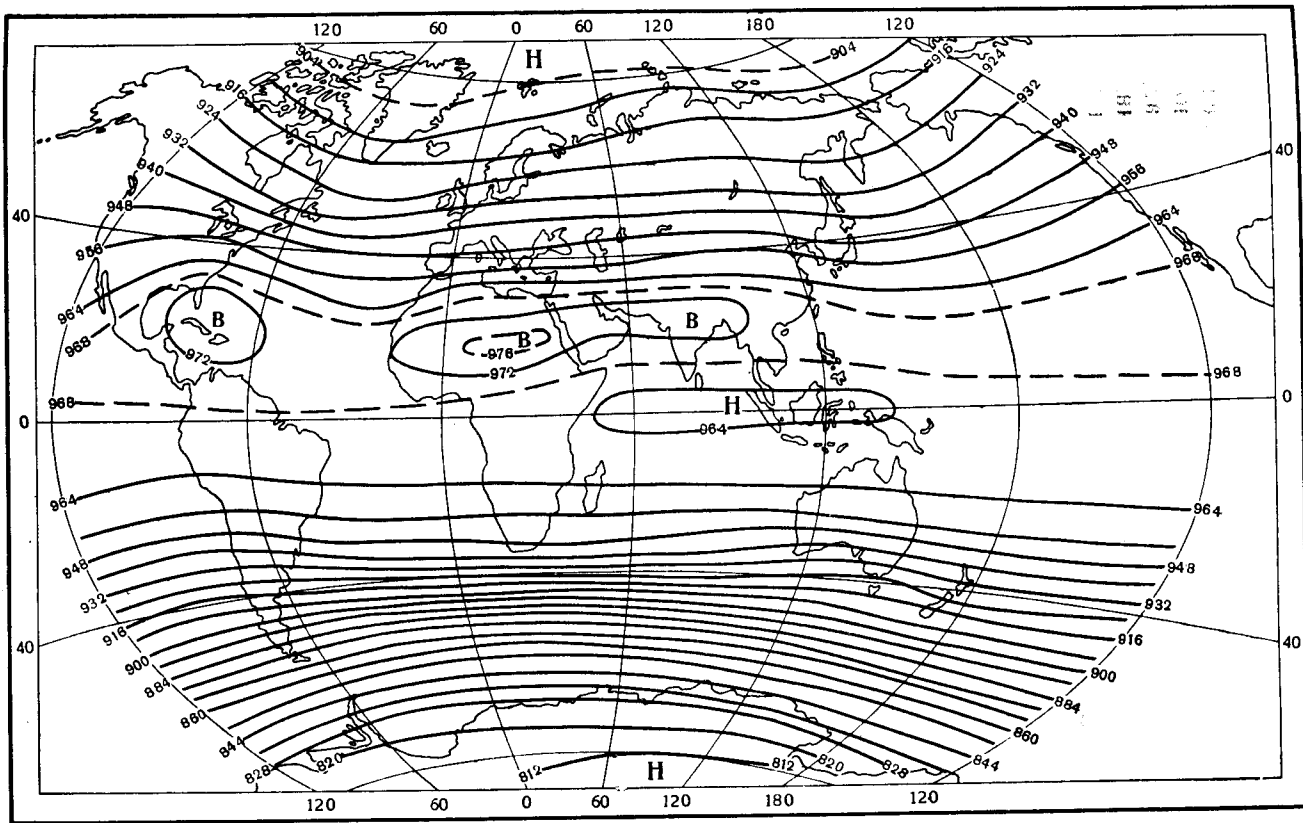


Рис. 28. Карта АТ₃₀₀. Июнь—август.

преимущественно на 10° S. Такая структура поля давления на высотах в некоторой степени обусловлена приземным барическим рельефом.

Интересны разности величин геопотенциала поверхности 300 мб между зимой и летом. Особенно выделяется различие в распределении их между северным и южным полушариями. В северном полушарии над Азией и Северной Америкой имеются две области наибольших разностей величин геопотенциала, расположенных над восточными частями этих континентов. Кроме того, над материками в средних широтах величины сезонных разностей почти всюду больше, чем над океанами. В южном полушарии разности величины геопотенциала между летом и зимой значительно меньше, что вызвано различием в распределении материков в северном и южном полушариях. Следует заметить, что распределение этих разностей на изобарической поверхности 300 мб существенно отличается от распределения их на поверхности 1000 мб, отображающей барический рельеф у поверхности земли. Так, наибольшая разность высот поверхности 1000 мб между зимой и летом, равная 29 дкм (34 мб), наблюдается в районе, ограниченном $40-45^{\circ}$ N и $100-110^{\circ}$ E, а на поверхности 300 мб — над Якутией и востоком Канады. Различие в распределении разностей величин геопотенциала у поверхности земли и на изобарической поверхности 300 мб имеется над Северной Америкой и другими частями земного шара.

Среди других особенностей карт абсолютной топографии следует обратить внимание на более значительную густоту изогипс в южном полушарии зимой и летом. Если в местах наибольшей густоты изогипс в северном полушарии средние скорости ветра лишь зимой превышают 150 км/час, то в южном полушарии даже летом, между 40 и 50° S, средние скорости ветра достигают 100—120 км/час. В остальные сезоны года, особенно южной зимой (июль—август), средние скорости ветра местами превышают 120—140 км/час. В низких широтах скорости ветра, как правило, небольшие.

Отмеченные выше особенности структуры изобарической поверхности 300 мб характерны и для изобарических поверхностей более высоких слоев, например 200 мб и отчасти 100 мб.

3.3. Поле давления и ветра в стратосфере

Поле геопотенциала с высотой в различные сезоны изменяется неодинаково. Наиболее существенные изменения происходят летом. Зимой AT_{100} (рис. 29) отличается от нижележащей AT_{200} очень мало. В частности, на севере это небольшое отличие выражается лишь в некотором сгущении изогипс, указывающем на возрастание скорости преобладающего западного переноса в высоких и средних широтах. В южном полушарии градиенты геопотенциала на AT_{100} заметно меньше, чем на AT_{200} . Преобладание западного ветра характерно для Антарктики и умеренной зоны. В низких широтах уже преобладают восточные ветры.

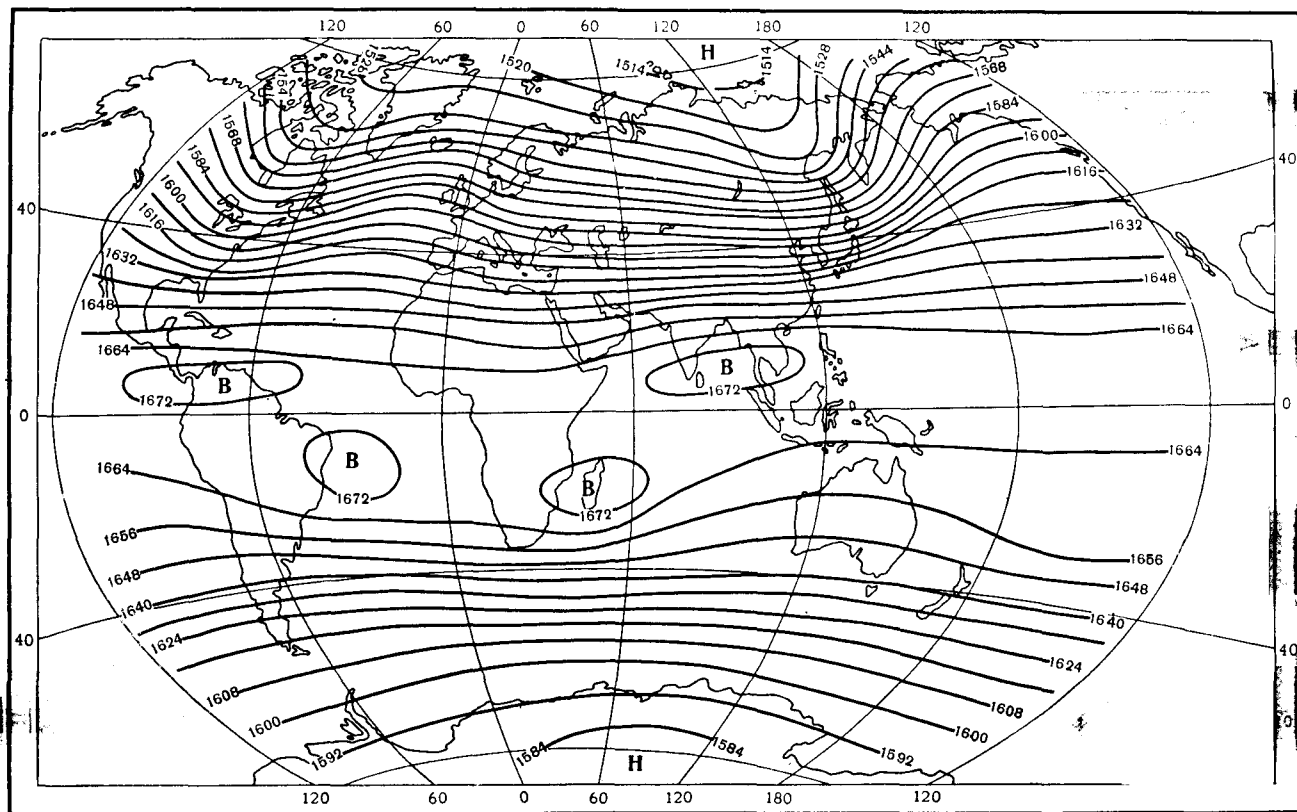


Рис. 29. Карта AT_{100} . Декабрь—февраль.

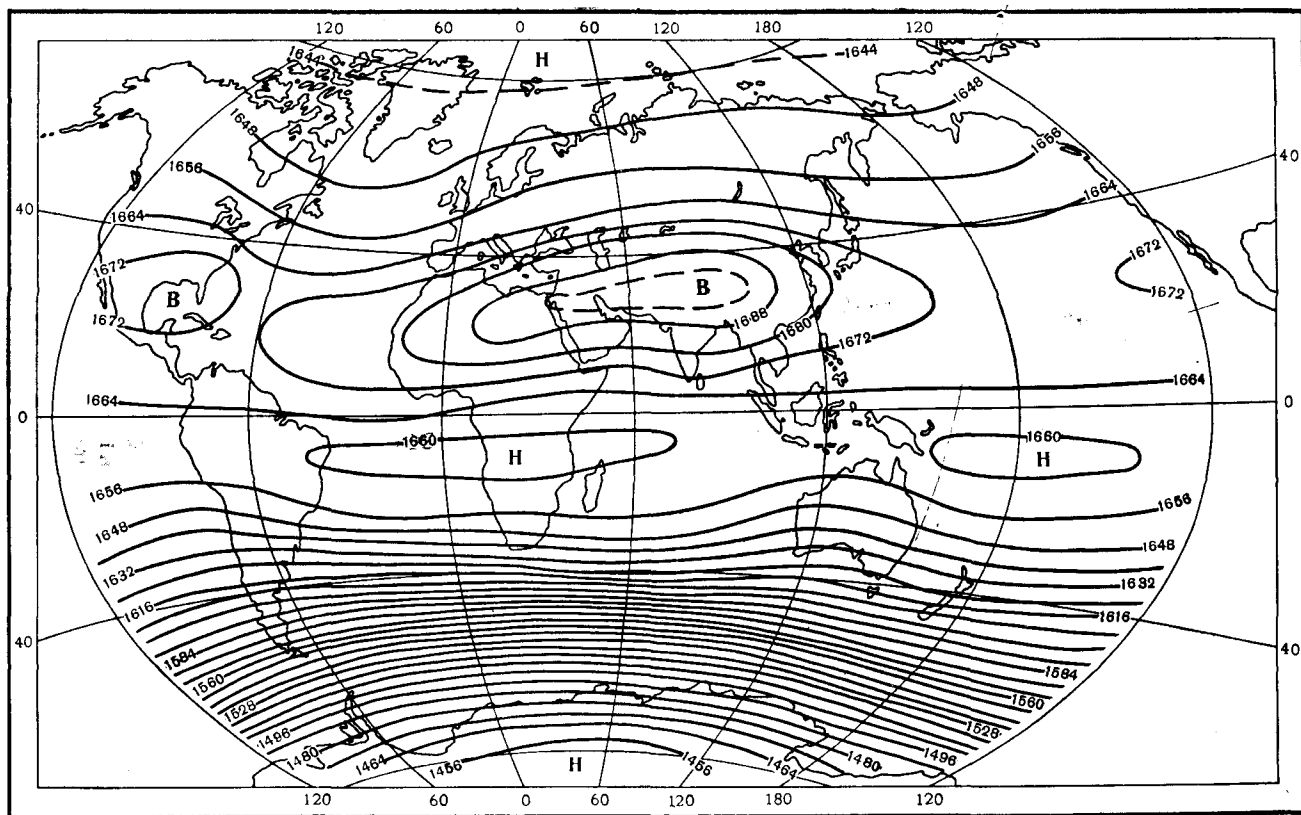


Рис. 30. Карта AT_{100} . Июнь—август.

Летом (рис. 30) в южном полушарии градиенты геопотенциалов H больше, чем в январе в северном. Это объясняется более низкими температурами в тропосфере и нижней стратосфере над Антарктикой, в сравнении с Арктикой. Это различие еще сильнее выражено на вышележащих поверхностях.

Характерно также возрастание с высотой разности величин геопотенциала зима—лето в обоих полушариях. Уже на уровне 100 мб над Центральной Арктикой и внутренней Антарктидой она составляет 120—130 дкм. В то же время абсолютные значения H в течение всего года над Антарктидой меньше, чем в районе Северного полюса.

Что касается структуры поля изогипс в стратосфере, то она зимой мало отличается от структуры в тропосфере. Это особенно заметно в северном полушарии в январе. Как и на поверхности 300 мб, здесь отчетливо выражены сезонные гребни над океанами и ложбины над материками, вызванные неодинаковым нагреванием воздуха в тропосфере. Иначе говоря, условия формирования поля H в тропосфере отражаются на поле H в нижней стратосфере и не только на поверхностях AT_{100} , но и на AT_{50} и выше, т. е. выше 20 км. Более того, из ежедневных карт барической топографии следует, что меридиональные преобразования термобарического поля, наблюдающиеся в тропосфере, отчетливо выражаются и в нижней стратосфере. Даже отдельные глубокие блокированные циклоны и антициклоны над северными районами материков зимой бывают достаточно отчетливо выражены в поле давления и циркуляции не только на AT_{100} и AT_{50} , но и на AT_{30} и AT_{10} . Это положение впервые было отмечено в работе [129].

На карте AT_{50} (рис. 31) января в северном полушарии густота изогипс еще больше, чем на нижележащей поверхности. Здесь также преобладает западный перенос. Исключение составляет экваториальная зона, где восточное направление воздушных течений является преобладающим. Лишь временами оно нарушается в связи с меридиональной циркуляцией, охватывающей почти все полушарие.

Такая система воздушных течений в январе над северным полушарием определяется высокими значениями H , характерными для зимы северного полушария в широтной зоне около 40°.

В южном полушарии на поверхности 50 мб густота изогипс ничтожно мала. Вблизи этого уровня западные ветры обычно сменяются восточными. Здесь наблюдаются наиболее слабые ветры неустойчивых направлений.

Обратная картина поля H обнаруживается в июле (рис. 32). В северном полушарии градиенты H ничтожно малы, в южном — значительны. В южном полушарии легко обнаружить зону сравнительно высоких значений H между 40 и 30°.

В теплом полушарии на уровне 50 мб барические образования обычно слабо выражены. Внетропических циклонов и антициклонов на ежедневных картах насчитывается много, но на этом уровне летом они почти никогда не бывают столь интенсивными, как

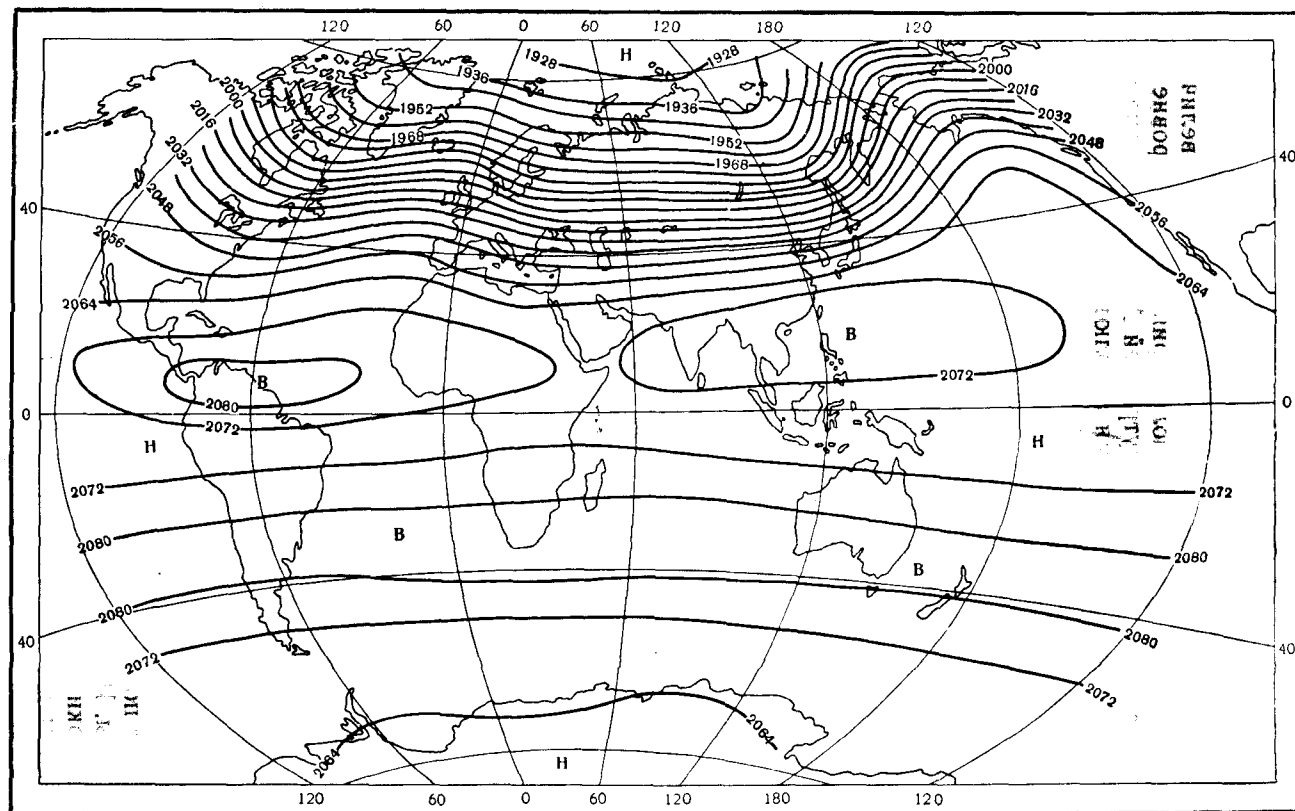


Рис. 31. Карта AT_{50} . Декабрь—февраль.

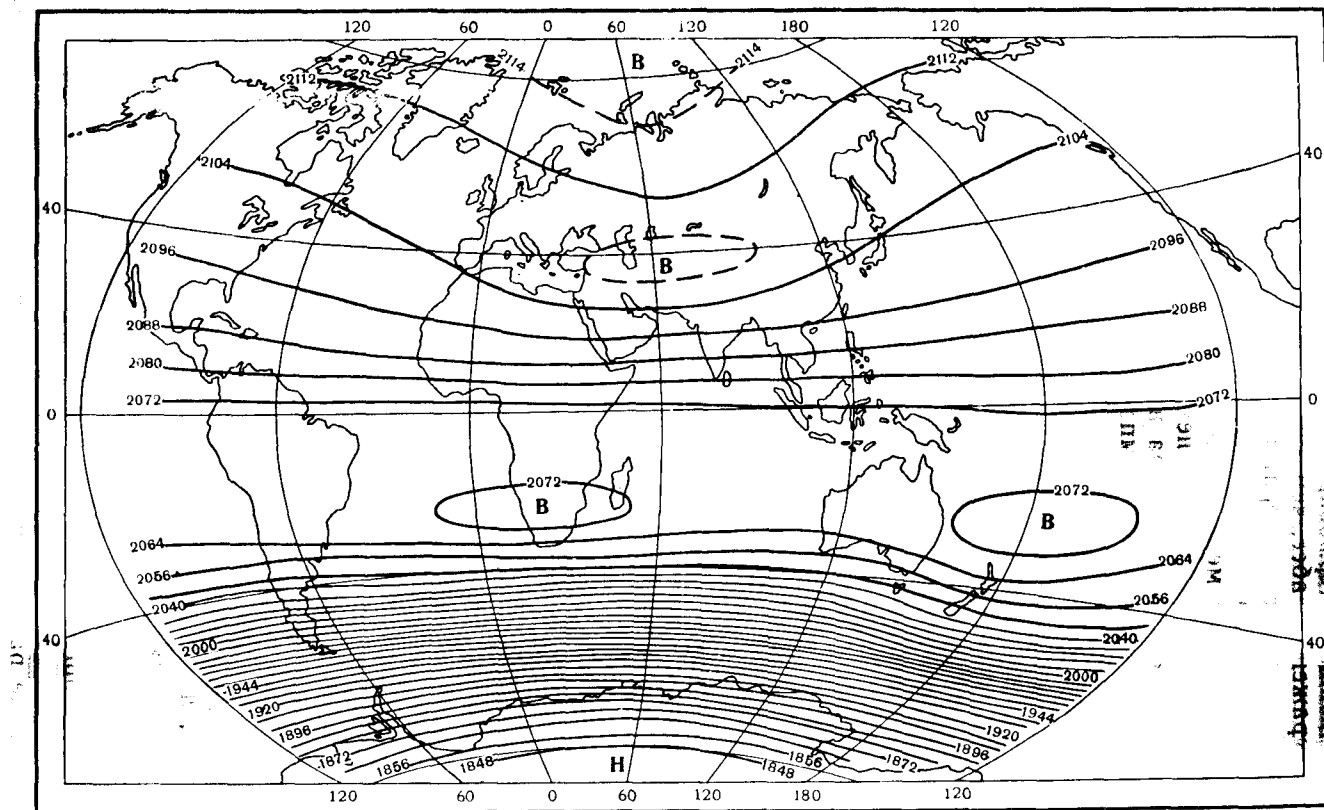


Рис. 32. Карта AT_{50} . Июнь—август.

зимой на уровнях 50 и даже 30 мб. Соответственно и меридиональные преобразования термобарического поля летом на этом уровне и выше выражены слабее, чем зимой. Это и понятно. Зимой горизонтальный градиент температуры направлен из субтропической зоны к высоким широтам как в тропосфере, так и в стратосфере. Поэтому интенсивная меридиональная циркуляция, начинающаяся в тропосфере, выше тропопаузы немного ослабевает, а затем вновь усиливается, распространяясь на всю стратосферу. Наоборот, летом выше тропопаузы поле температуры ослабляюще действует на меридиональную циркуляцию, так как градиент температуры выше тропопаузы направлен со стороны высоких широт к низким.

На поверхности 30 мб в январе между широтами 55—75° западные ветры отличаются большими скоростями. В северном полушарии они составляют в среднем 40—50 м/сек., но при меридиональных преобразованиях скорости их достигают 60—70 м/сек. и более. В южном полушарии (в июле) скорости больше, что следует из больших горизонтальных градиентов температуры между экватором и южным полюсом (см. рис. 21 и 22). Летом на уровне 30 мб характерны восточные ветры. Выше этого уровня скорости западных ветров зимой, как и восточных летом, продолжают возрастать.

На поверхности 10 мб (29—31 км) в северном полушарии (рис. 33) между широтами 50—70° скорости ветра в январе составляют в среднем 50—55 м/сек. В южном полушарии средние скорости западного ветра превышают 50—60 м/сек. Летом на уровне 10 мб восточные ветры в северном полушарии достигают 10—15 м/сек. над средними и высокими широтами и 30—40 м/сек. над низкими широтами (рис. 34).

Поле геопотенциала на уровне 10 мб в северном и южном полушариях в одни и те же сезоны, за исключением зимы, приблизительно одинаково, но абсолютные значения H различны. В южном полушарии в июле густая система изогипс расположена почти вдоль широт, между тем в северном полушарии в январе отчетливо выражена замкнутая область высокого давления на севере Тихого океана. В связи с этим даже на средней сезонной карте изогипсы над Дальним Востоком и Северной Америкой имеют значительные меридиональные составляющие. В то же время в обоих полушариях в стратосфере характерно высокое давление в тропической зоне. Среднее поле давления на высотах обычно носит почти все черты поля температуры. Например, на поверхностях 30 и 10 мб зимой хорошо выражена область высокого давления на севере Тихого океана, так же как и область повышенного давления в широтной зоне 30—40° N и вблизи 30° S. Аналогична структура поля температуры в слое 10—100 мб (см. рис. 24 и 25), где область высоких температур зимой обособлена на севере Тихого океана, а зона повышенной температуры ограничена широтами 30—40° N и 30° S.

Наибольшие разности величин геопотенциала (ΔH) между зимой и летом приходятся на районы Арктики и Антарктики с мак-

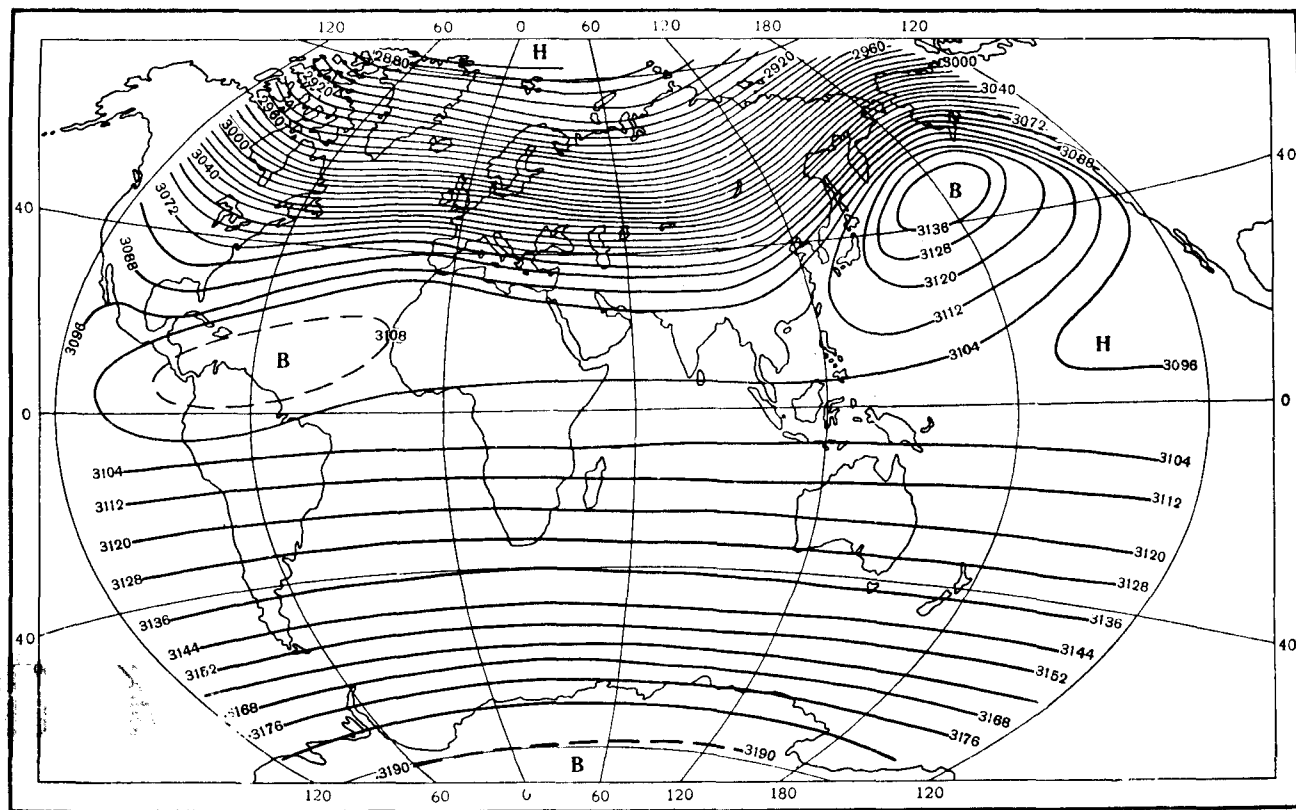


Рис. 33. Карта AT_{10} . Декабрь—февраль.

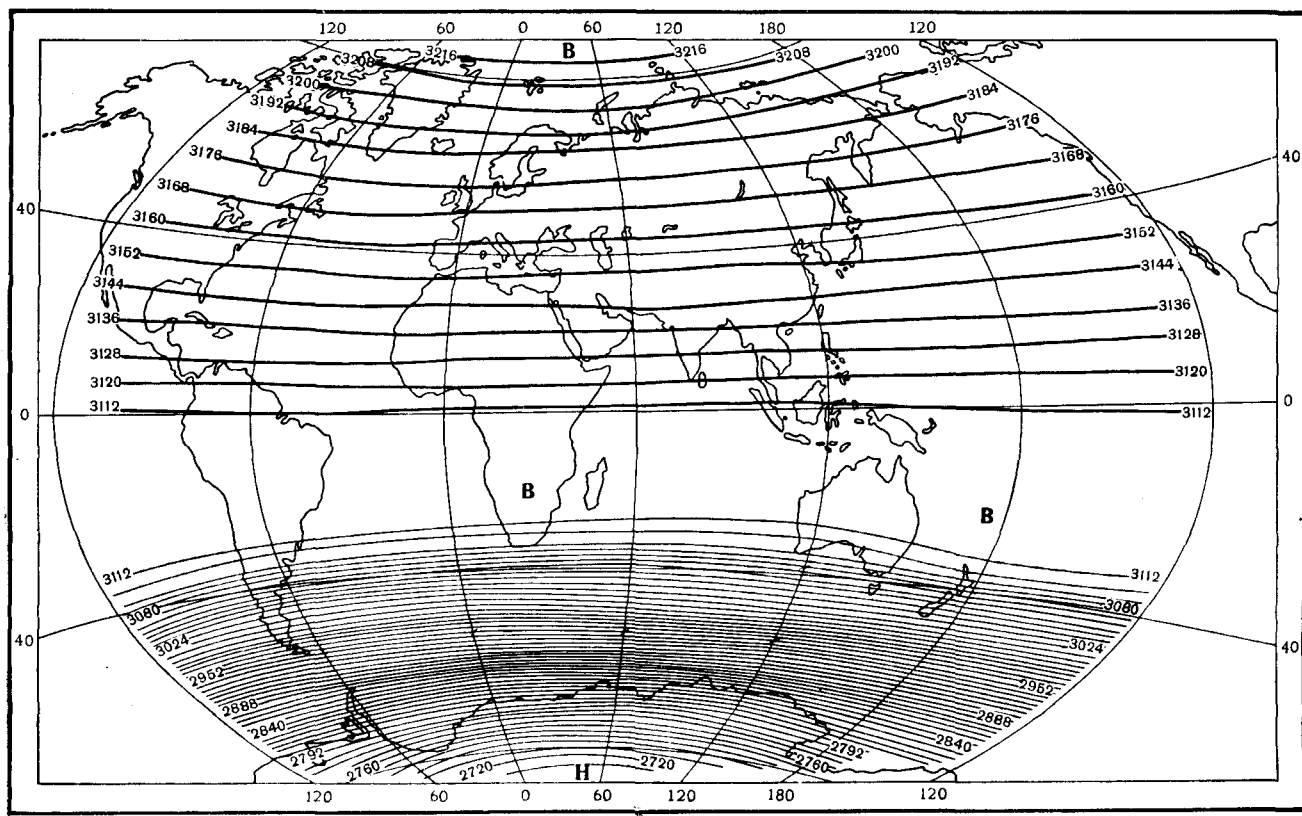


Рис. 34. Карта АТ₁₀. Июнь—август.

симумом у полюсов. На севере максимум годового колебания H на уровне 10 мб составляет 350 дам., а на юге — 450 дам. От высоких широт к низким межсезонные величины ΔH уменьшаются и в экваториальной зоне не превышают 20—30 дам. Малые величины ΔH также на севере Тихого океана над Индией.

Такое расположение межсезонных величин ΔH объясняется главным образом зимними и летними условиями лучистого теплообмена. Однако аномалию ΔH на севере Тихого океана, очевидно, нельзя объяснить радиационным фактором. Как следует из ряда исследований, малые значения ΔH в этом районе обусловлены процессами, развивающимися в тропосфере и стратосфере зимой, в результате которых здесь возникает область высоких температур.

Таким образом, характер температурного поля зимой и летом в стратосфере, вызванный лучистым теплообменом, особенно в высоких широтах в условиях полярной ночи и полярного дня, приводит к различным результатам. Зимой между средними и высокими широтами в стратосфере величины горизонтальных градиентов температуры с высотой возрастают, контрасты температуры увеличиваются, а ветры усиливаются, достигая на высотах 25—35 км более 40—50 м/сек. Летом, наоборот, выше тропопаузы ветер с высотой меняет направление на восточное, а скорость его уменьшается и на тех же высотах обычно не превышает 10—15 м/сек. Следовательно, в стратосфере скорость горизонтальной составляющей циркуляции воздуха зимой с высотой возрастает, а летом убывает.

В этом заключается главная причина различия в характере зимних и летних процессов в стратосфере, в частности отсутствия мощных преобразований полей температуры и давления в высоких широтах в теплое время года. Этим же объясняется разница в вертикальной протяженности атмосферных вихрей зимой и летом.

3.4. Ветер в стратосфере и мезосфере

После Международного геофизического года (1957—1958 гг.) возросли исследования режима температуры и циркуляции воздуха в более высоких слоях с помощью ракетного зондирования.

В настоящее время в ряде районов северного полушария уже создана сеть ракетного зондирования, позволяющая выборочно (за отдельные дни) строить карты барической топографии изобарических поверхностей 1,0; 0,6, 0,3 и даже 0,2 мб, соответствующих приблизительно высотам 46—47, 49—51, 55—57 и 58—60 км. Отдельные ракеты запускаются до высот 70—90 км и выше. Таким образом, появилась возможность уточнить представления о режиме температуры и ветра до высот 80—100 км.

Первые сезонные схемы распределения температуры и ветра до этих высот были построены в конце пятидесятых годов Маргетройдом [236]. В последние годы они были модернизированы и тем не менее принципиальных изменений не произошло. Приведенная на рис. 35 схема преобладающей зональной циркуляции зимой

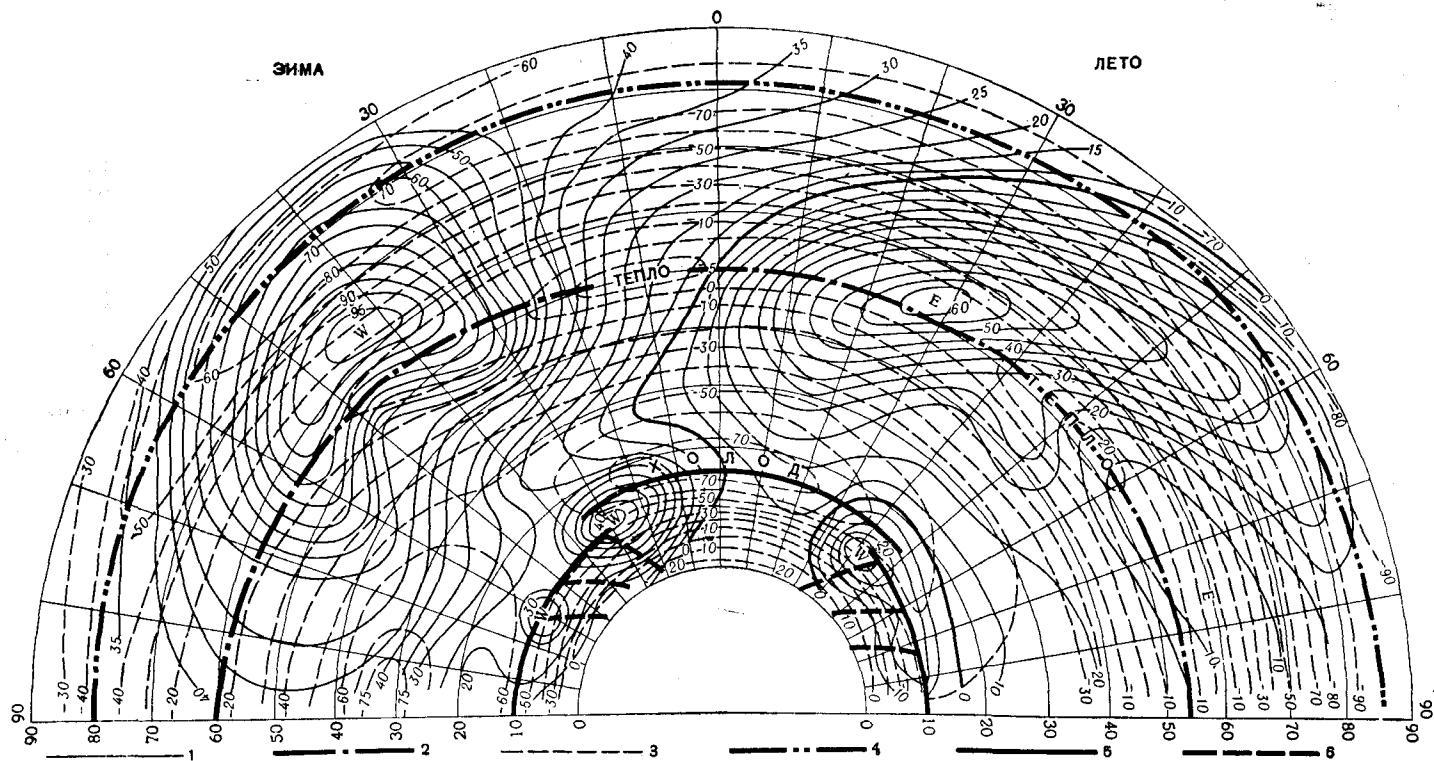


Рис. 35. Средние скорости преобладающего западного и восточного ветра между поверхностью земли и высотой 90 км зимой и летом.

1 — изотахи, 2 — стратопause, 3 — изотермы, 4 — мезопause, 5 — тропопause, 6 — фронты.

и летом впервые была опубликована в 1960 г. [128]. Она также была построена на основе данных ракетного зондирования в различных точках земного шара. В последующие годы схема была несколько усовершенствована, но в целом мало изменилась. Подобные схемы построены и другими авторами [63].

В соответствии с распределением температуры на разных широтах и высотах (см. рис. 17) формируется и поле ветра, изображенное на рис. 35. На этой схеме представлено распределение ветра и, следовательно, особенности циркуляции одновременно зимой и летом в северном и южном полушариях. Правда, различия подстилающей поверхности в обоих полушариях создают, как мы видели, отличительные особенности в структуре полей температуры и ветра. Но это характерно в основном для тропосферы и нижней стратосферы. В верхней стратосфере и мезосфере, где сезонный режим метеорологических элементов в обоих полушариях определяется главным образом лучистым теплообменом, структура полей температуры и ветра принципиально должна быть аналогичной. На схеме нашли отражение тропосферные струйные течения, фронтальные зоны, положение тропопаузы и мезопаузы, преобладающая в стратосфере и мезосфере западная циркуляция зимой со средними максимальными скоростями до 100 м/сек. на уровне 60—70 км, восточная циркуляция летом со средними максимальными скоростями более 65—70 м/сек. в слое 50—60 км и другие особенности.

Рассмотренные выше карты барической топографии и вертикальные разрезы атмосферы представляют лишь преобладающую структуру поля давления и соответствующую ей циркуляцию атмосферы, поскольку они осреднены по месяцам и сезонам. В действительных условиях структура поля давления и характер атмосферной циркуляции намного разнообразнее. Правда, средние поля хорошо выражают результат основных тепловых противоречий между высокими и низкими широтами Земли, но они не отражают процессов макротурбулентного обмена. Иначе говоря, на средних картах и разрезах не выражена самая характерная для тропосферы — мезосферы меридиональная циркуляция.

3.5. Высотные фронтальные зоны

Карты относительной топографии показывают, что зоны наибольших горизонтальных градиентов температуры окаймляют средние широты северного и южного полушарий. В северном полушарии благодаря распределению материков и океанов и соответствующей трансформации масс воздуха, движущихся с запада на восток, зона наибольших градиентов как бы расчленяется на две части, образуя две большие по протяженности фронтальные зоны тропосферы. Наиболее ярко это расчленение обнаруживается как на средних месячных картах относительной топографии, так и на приземных картах изотерм в зимнее полугодие. Вследствие охлаждения воздуха, движущегося зимой над северными частями мате-

риков северного полушария, холод распространяется в южные районы Азии и Северной Америки, вызывая здесь увеличение горизонтальных градиентов температуры. Одна из этих зон захватывает восток Азии и прилегающую часть Тихого океана, вторая — восточную половину Северной Америки и прилегающую часть Атлантики. К западу от районов наибольших контрастов температуры изотермы средней температуры слоя в тропосфере сходятся, а к востоку — расходятся.

В соответствии со структурой термического и барического полей в тропосфере северного полушария намечаются две главные фронтальные зоны, границы которых можно определить положением гребней высокого давления. Характерное для тропосферных фронтальных зон распределение контрастов температуры зависит главным образом от общих радиационных условий, определяющих существенную разность температуры между материками и океанами на одних и тех же широтах. Эта разность в средних широтах значительно больше, чем в низких.

Так как структура высотного барического поля лишь в основных чертах повторяет структуру поля температуры соответствующего слоя тропосферы, но не полностью совпадает, то в тропосфере осуществляется перенос холодных и теплых масс воздуха, т. е. адвекция.

При наложении средней месячной карты AT_{500} на среднюю карту OT_{1000}^{300} можно выделить районы адвекции холода и тепла. Например, зимой на средних картах над западными районами океанов адвекция холода ослабевает с севера на юг вследствие уменьшения разности температуры между сушей и морем. Сезонная высотная фронтальная зона отражает преобладающее положение индивидуальных тропосферных фронтов и основные процессы, развивающиеся в различных географических районах в различные сезоны. Основные климатологические фронты (по С. П. Хромову) во внетропических широтах в основном совпадают с высотными фронтальными зонами соответствующих сезонов, что указывает на их реальность.

Процессы, которые в различных географических районах носят спорадический характер, на сезонных полях отражены плохо. Носящий спорадический характер процесс фронтогенеза, проявляющийся лишь при развитии меридионального переноса холодных масс воздуха с севера на юг, имеет место, например, в районе Средиземного моря. Здесь, как и на севере Европы зимой или над Восточной Европой и Западной Сибирью летом, наблюдаются малые градиенты температуры и давления, которые указывают не на малую интенсивность происходящих здесь атмосферных процессов, а на многообразие их видов. При этом вследствие резкого различия процессов градиенты температуры и давления имеют разные направления. В таких случаях нельзя определить ни преобладающее положение тропосферного фронтогенеза, ни среднее сезонное положение атмосферных фронтов.

Атмосферные фронты являются переходными зонами между массами воздуха, обладающими различными свойствами. Так как важное значение имеет температура, то по контрастам температуры на единицу расстояния можно определить географическое положение фронтальных зон и соответствующих им тропосферных фронтов в климатологическом аспекте. При этом преобладающее географическое положение множества фронтов в сезоне, разбросанных по территории, целесообразно представлять не линией фронта, а некоторой зоной, т. е. климатологической фронтальной зоной.

Во избежание субъективизма в установлении географического положения климатологических фронтальных зон во внетропических широтах следует исходить из условия, что климатологические фронтальные зоны представляют собой совокупность индивидуальных тропосферных фронтов, связанных с тропосферными фронтальными зонами и соответственно с зонами увеличенных контрастов температуры в тропосфере. С этой целью рассмотрим средние контрасты температуры северного полушария, полученные для различных сезонов путем расчета величин разностей температуры по средним месячным картам OT_{1000}^{300} на расстоянии 1000 км.

С зоной наибольших контрастов температуры в нижней тропосфере связана активная цикло- и антициклоническая деятельность. Вполне понятна связь между зоной наибольшего контраста температуры и циклонической деятельностью, поскольку контрасты температуры являются выражением запасов энергии циркуляции атмосферы. Однако контрасты температуры между экватором и полюсами как в северном, так и в южном полушарии распределяются неравномерно. Относительно узкая зона наибольших средних сезонных контрастов наблюдается на широте около 40° ; она прерывается сезонными смещениями вдоль меридианов, которые обусловлены распределением притока тепла. Значительная часть общих контрастов температуры экватор — полюс в обоих полушариях заключена в этой сравнительно узкой зоне — высотной фронтальной зоне тропосферы. Зоны наибольших контрастов температуры совпадают с зонами наибольших скоростей ветра.

По конфигурации планетарные фронтальные зоны в северном полушарии резко отличаются от таковых в южном полушарии. В северном полушарии зимой фронтальная зона не является непрерывной, а делится на две части у западных берегов Европы и Северной Америки. Максимальные контрасты температуры в планетарных высотных фронтальных зонах на обоих материках достигают $11\text{--}12^\circ$ на расстоянии 1000 км. Такие значительные контрасты температуры в остальных частях умеренных и высоких широт северного полушария наблюдаются нечасто [138]. Наличие на средней месячной карте значительных контрастов температуры указывает на то, что в этих районах наиболее часто происходит интенсивный тропосферный фронтогенез и чаще наблюдаются резко выраженные фронты. Действительно, как показывают исследова-

ния, районы максимальных контрастов температуры у восточных берегов Азии и восточных берегов Северной Америки являются районами, где чаще всего возникают не только резко выраженные, но почти одинаково ориентированные тропосферные фронты. Убывание контрастов температуры в северо-восточном направлении от этих районов указывает на уменьшение повторяемости фронтов и на возрастание территориальной разбросанности их.

Абсолютные значения (в градусах Цельсия) в северном полушарии горизонтальных контрастов средней температуры для слоя 300—1000 мб почти аналогичны контрастам, приведенным на картах, построенных автором ранее для слоя 500—1000 мб [126]. Зоны больших контрастов температуры в западных частях Атлантического и Тихого океанов (на границе Северной Америки и Азии) зимой распространяются на значительную часть океанов, в частности на Тихий океан. Заметим, что режим температуры и ветра над Тихим океаном лучше всего изучен в районе восточных берегов Азии и над Японией. До последних лет считалось, что наиболее сильные ветры на высотах (струйные течения) характерны зимой для юга Китая и Японских островов. Однако зондирование атмосферы вдоль меридиана 180° показало, что здесь в зоне широт $30\text{--}40^\circ$ скорости ветра почти не меньше, чем над Японскими островами. С этим согласуются средние скорости ветра зимой вблизи поверхности 300 и 200 мб, опубликованные в [138]. Согласно приведенным в этой работе картам изотоп, наиболее сильные ветры, достигающие в среднем 70 м/сек., наблюдаются на севере Тихого океана в широтной зоне $30\text{--}40^\circ \text{ N}$. В отдельные годы в зависимости от характера циркуляции скорости могут быть больше или меньше средней многолетней.

Новые данные аэрологических наблюдений позволили несколько уточнить опубликованные ранее карты контрастов температуры южного полушария. Судя и по новым картам, в слое 300—1000 мб между зимой и летом изменения величин контрастов небольшие. Если в северном полушарии от зимы к лету они уменьшаются почти вдвое, то в южном их сезонные изменения не превышают 20—30%, что указывает на малые колебания интенсивности атмосферных процессов в течение года. Кроме того, в широкой зоне между 30 и 70° S контрасты температуры почти повсеместно составляют 6—8° на 1000 км. Это объясняется тем, что в отличие от северного полушария в южном процессы мало локализованы, а меридиональная циркуляция лучше всего выражена над средними широтами, при этом на всех долготах почти одинаково. В то же время над Атлантическим и особенно Индийским океанами, где Антарктида больше всего выдвинута к северу, величины контрастов температуры заметно больше, чем над Тихим океаном, где они не превышают 5—6° на 1000 км или 0,5—0,6° на 100 км.

В южном полушарии между 30 и 70° находятся две зоны наибольших контрастов температуры: слабовыраженная на периферии Антарктиды и более интенсивная вблизи широты 40° . Первая из них совпадает с внетропическим струйным течением, вторая —

с субтропическим. Между этими зонами средние величины контрастов уменьшаются приблизительно на $5-6^\circ$ на 1000 км. Средние скорости ветра в системе северного струйного течения больше, чем на юге умеренной зоны. Это различие более четко выражено над Тихим океаном.

Величина контрастов средней температуры в слое 300—1000 мб между полюсом и экватором в южном полушарии больше, чем в северном. В южном полушарии зимой она равна $43-45^\circ$, в северном — $38-39^\circ$, а летом соответственно около 31 и 20° . Большие величины контрастов температуры в южном полушарии определяются более низкими температурами в Антарктике в сравнении с Центральной Арктикой.

Весной планетарные фронтальные зоны в северном полушарии сохраняют такую же конфигурацию изогипс, как зимой, а в южном полушарии, как летом, но несколько меняют свою интенсивность. В связи с наступлением равноденствия и нагревом материков в низких широтах планетарная высотная фронтальная зона на материках северного полушария перемещается на 800—1000 км к северу. Величина контрастов здесь не превышает 8° . В южном полушарии переход к осени сопровождается понижением температуры в Антарктике, что приводит к возрастанию величины контрастов и к небольшому смещению высотных фронтальных зон также к северу.

К лету в тропосфере северного полушария контрасты температуры весьма заметно уменьшаются. Правда, в противоположность северному полушарию, в южном довольно часто вырисовываются две зоны больших контрастов, с которыми связаны струйные течения субтропических и умеренных широт.

К осени наибольшие величины контрастов температуры возрастают до $7-8^\circ$ против 6° летом. В южном полушарии, где начинается весна, контрасты температуры несколько ослабевают, достигая лишь 8° против $10-11^\circ$ зимой. Фронтальная зона с наибольшими контрастами температуры в северном полушарии от зимы к лету претерпевает сезонное смещение к северу, а от лета к зиме — к югу. Конфигурация этой зоны в сравнении с другими сезонами существенно меняется летом, что объясняется наличием материков, способствующих быстрому прогреванию тропосферного воздуха и уменьшению величин контрастов температуры.

В южном полушарии размеры материков сравнительно небольшие и их положение, по существу, ограничено широтой 40° (за исключением остроконечного выступа Южной Америки). Они оказывают некоторое влияние на изменение конфигурации планетарной фронтальной зоны и изменение величины контраста температуры.

Именно поэтому разность между наибольшими величинами контрастов температуры в системе фронтальных зон зимой и летом составляет в южном полушарии всего лишь около $2-3^\circ$.

Во все сезоны года зона с наибольшими контрастами температуры в южном полушарии располагается, как уже говорилось, над

Атлантическим и Индийским океанами. Над Тихим океаном высотная фронтальная зона расширена, а величины контрастов температуры в ней меньше. Объяснить это можно расположением холодной Антарктиды, основная часть которой выдается в сторону Индийского океана. Соответственно расположению Антарктиды, особенностям орографии и океаническим течениям граница плавучих льдов в августе—сентябре распространяется далеко к северу от 60° S.

Естественно, что распределение температуры поверхностных вод океанов отражается на термическом поле тропосферы и на горизонтальном градиенте температуры воздуха. Вследствие влияния Антарктиды как вблизи поверхности воды, так и на высотах южнее широты 40° S над Атлантикой и Индийским океаном температура воздуха ниже средней широтной, а над Тихим океаном выше.

Карты географического расположения планетарных фронтальных зон и контрастов температур, построенные на основании средних месячных карт OT_{1000}^{300} для различных сезонов в северном и южном полушариях, характеризуют лишь тропосферу до высоты около 9 км. Естественно, что выше этого слоя зоны наибольших контрастов температуры и сильных ветров будут иными, поскольку режим температуры в стратосфере существенно отличается от тропосферного.

Низкие температуры зимой и летом на всех высотах характерны для Арктики и Антарктики. Однако рядом авторов отмечено, что в стратосфере над Антарктикой летом температура выше, чем над Арктикой [1, 130, 260].

В результате ряда исследований, выполненных Погосьяном в 1955, 1959 и 1960 гг. [127, 129, 135, 245, 246 и др.], было показано, что различия в режиме температуры в Арктике и Антарктике обусловлены малыми масштабами макротурбулентного обмена между средними и высокими широтами и малой его локализацией в южном полушарии в сравнении с северным. Различие в интенсивности и локализации меридионального обмена в северном и южном полушариях вызвано условиями подстилающей поверхности — сплошь океанической в южном полушарии и чередующейся с материками в северном. Отсюда и появление высотных гребней и ложбин на севере и близкое к зональному расположение изотерм и изобар на юге.

Географическое положение Антарктиды не способствует большому междуширотному обмену. Этим объясняется тот факт, что над Центральной Антарктидой чаще, чем над Центральной Арктикой, бывает спокойная погода, способствующая выхолаживанию воздуха у поверхности льда и снега до -75 , -80° , а в отдельные дни до $-87,3$, $-88,3^\circ$. Правда, такие низкие температуры вызваны и тем, что центральная часть Антарктиды находится на высоте около 3 км над уровнем моря. При таких экстремально низких значениях температуры у поверхности льда на высотах 3—4 км изменения ее очень незначительны, что указывает на исключительно большую роль радиационного выхолаживания прилегаю-

щего к ледовой поверхности слоя воздуха при штилевой погоде. В этих случаях разность температуры воздуха между нижней и верхней границами инверсии обычно достигает 20—25°.

Различие в интенсивности меридиональной циркуляции в высоких широтах северного и южного полушарий было ранее определено по разности геопотенциала на одноименных широтах в обоих полушариях, по междусуточной изменчивости температуры и ветра и другим косвенным показателям [135]. В последние годы были вычислены индексы зональной и меридиональной циркуляции [170] по картам топографии 700 и 500 мб в обоих полушариях. Вычисления показали, что в 1958 г. в южном полушарии интенсивность зональной циркуляции была в 1,5—2 раза больше, чем меридиональной. При этом указывается, что существенных аномалий в расположении областей повторяемости циклонов и антициклонов в северном полушарии в июне и декабре этого года не было обнаружено.

На сравнительно малые масштабы междуширотного воздухообмена указывают и траектории циклонов, которые в северном полушарии пересекают большее число параллелей, чем в южном.

Развитая в предыдущих исследованиях [126, 127, 135] идея о том, что меридиональная циркуляция в северном полушарии по масштабам превосходит ее в южном полушарии, нашла подтверждение и при вычислении индексов зональной и меридиональной циркуляции.

Конечно, интенсивная, циклоническая деятельность, характерная для умеренной зоны южного полушария, всегда сопровождается усиленным междуширотным обменом. Поэтому индексы меридиональной циркуляции в средних широтах южного полушария, рассчитанные по ежедневным картам погоды, могут оказаться больше, чем в северном полушарии. Результаты подобных расчетов приведены в работе [48]. Но они не могут служить основанием для утверждения, что масштабы меридионального воздухообмена между экватором и полюсом в южном полушарии значительно превосходят таковые в северном полушарии. Нередки случаи, когда на севере теплые воздушные течения из субтропиков и тропиков перемещаются в район Северного полюса. В южном полушарии такие случаи почти исключены. Этим главным образом и объясняется различие в характере погоды в Центральной Арктике и во внутренних районах Антарктиды в течение всего года. К тому же, открытые воды теплого Атлантического океана находятся на значительно более близком расстоянии от Северного полюса. Можно добавить, что большие внутрисезонные изменения температуры и циркуляции в стратосфере Центральной Арктики зимой также указывают на значительность меридиональной циркуляции в северном полушарии [135].

На картах (рис. 36 и 37), заимствованных из работы И. Г. Гутермана [51], изображено расположение средних меридиональных составляющих вектора ветра на поверхности 200 мб в январе и июле. Эти карты показывают, что макротурбулентный обмен в

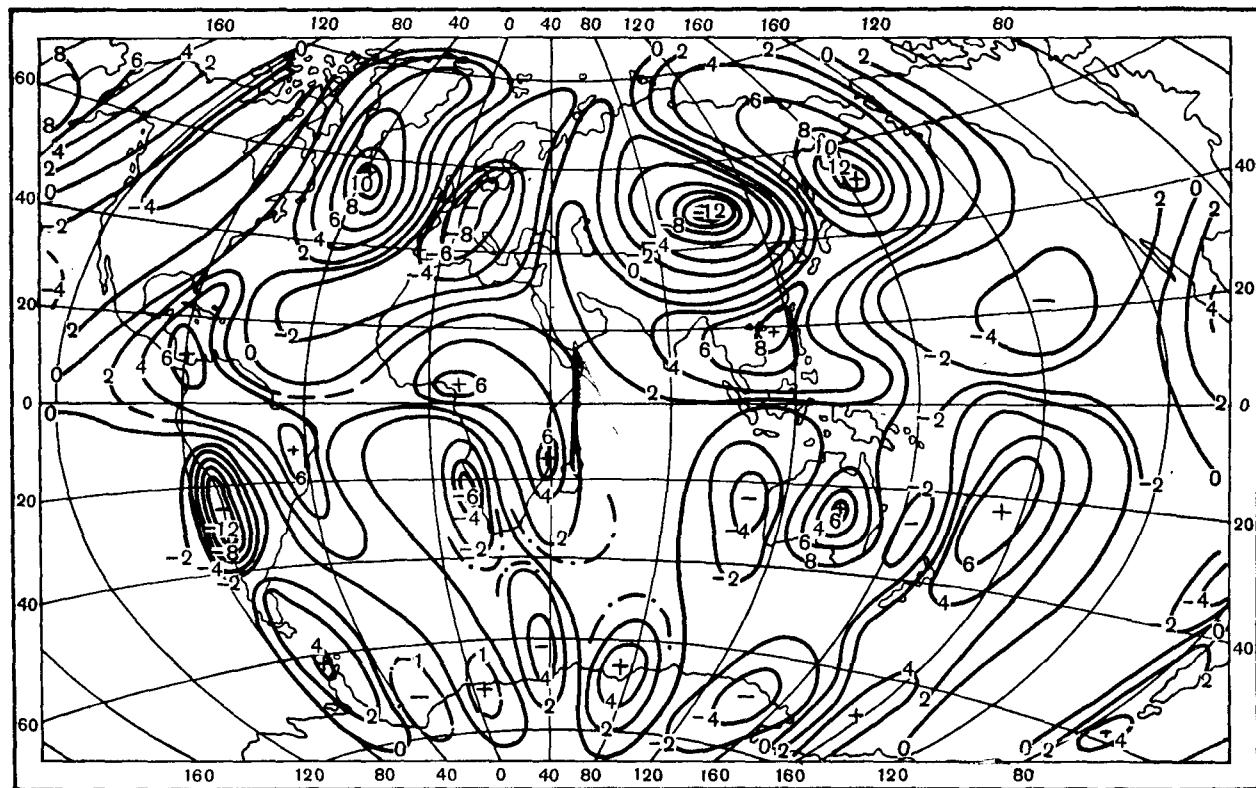


Рис. 36. Меридиональные составляющие результирующего ветра (м/сек.) на поверхности 200 мб. Январь.

Области с отрицательными значениями соответствуют северным слагающим.

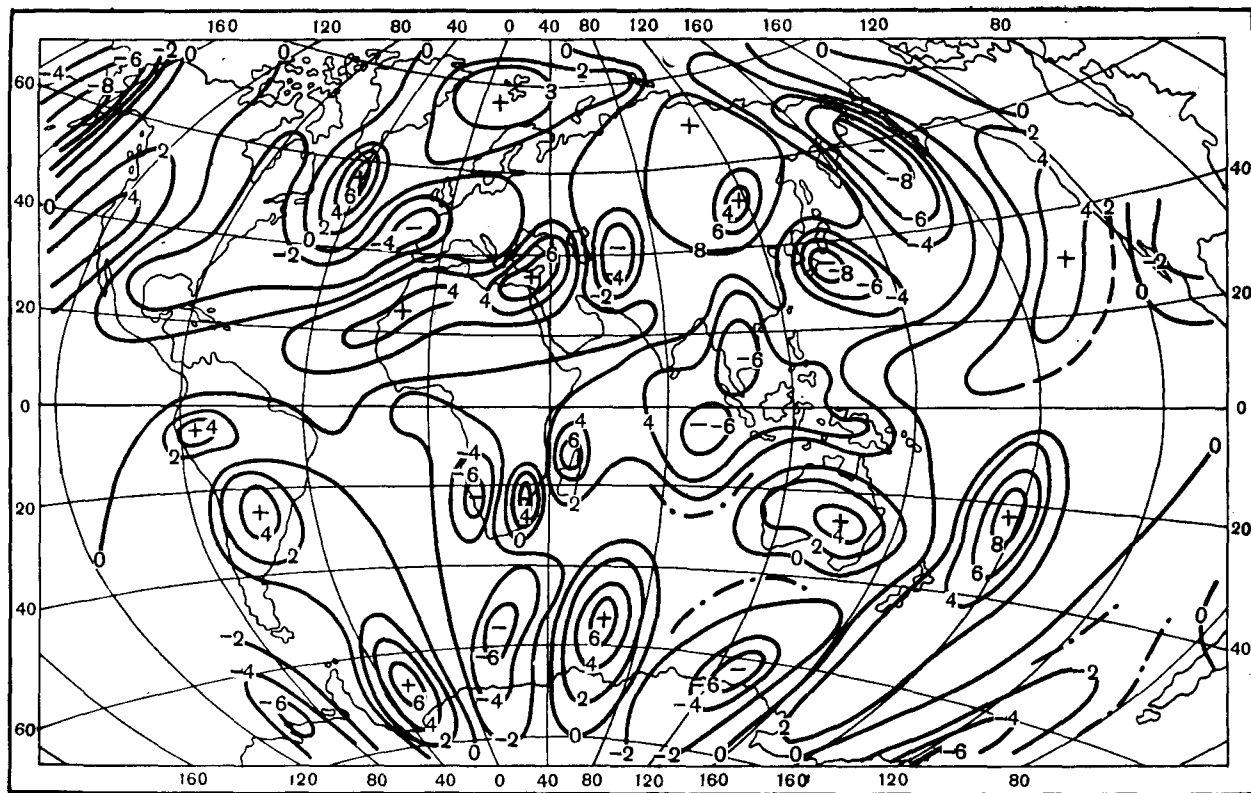


Рис. 37. Меридиональные составляющие результирующего ветра (м/сек.) на поверхности 200 мб. Июль.

Усл. обозн. см. рис. 46.

южном полушарии протекает слабее. Поверхность 200 мб, по существу, характеризует меридиональные составляющие атмосферной циркуляции в средней и верхней тропосфере и нижней стратосфере.

На январской карте (рис. 36) выделяются большие области северных и южных меридиональных составляющих ветра. При этом в соответствии с расположением высотных гребней и ложбин для материков характерны северные составляющие меридиональной циркуляции, а для океанов — южные. Во всех областях максимальные скорости превышают 8—10 м/сек. Области вытянуты с севера на юг, особенно с южными составляющими ветра над Атлантикой и западом Тихого океана.

В южном полушарии также очерчиваются области с северной и южной меридиональными составляющими ветра, однако они сравнительно малы и по площади и по скоростям. Скорости в большинстве случаев не превышают 4—6 м/сек. В северном полушарии в это время года лето, а области меридиональных составляющих по площади и величине скоростей подобны зимним в южном полушарии (рис. 37).

4.1. Циклоны и антициклоны внетропических широт

Атмосфере присуще вихревое движение. По размерам вихри могут быть сравнительно небольшими, с диаметром в несколько метров, и огромными, имеющими в поперечнике 2—3 тыс. км и более (внетропические циклоны и антициклоны). Циклоны и антициклоны возникают во всех частях земного шара. Наибольшей интенсивности развития и мощности они достигают в умеренной зоне. Много их возникает и в экваториальной зоне над океанами, но здесь они развиваются слабо и почти никогда не достигают мощности внетропических вихрей. Исключение составляют тропические циклоны, отличающиеся сравнительно малыми размерами, но большими горизонтальными градиентами давления и ураган-ными ветрами.

Вертикальная протяженность атмосферных вихрей в сравнении с их горизонтальной протяженностью небольшая. В зависимости от интенсивности развития высота их колеблется в среднем между 2—4 и 15—25 км, т. е. горизонтальные размеры их превышают вертикальные в 100—150 раз. Как видим, — это довольно плоские вихри.

Причины возникновения атмосферных вихрей различны. Например, внетропические подвижные циклоны и антициклоны возникают и развиваются в зонах больших горизонтальных градиентов температуры и давления при определенной структуре термобарического поля. Тропические циклоны образуются в тропической зоне конвергенции над океанами при влажнонеустойчивом состоянии тропосферного воздуха. Слабо выраженные области высокого и низкого давления возникают главным образом вследствие термической неоднородности подстилающей поверхности — прогревания и охлаждения воздуха.

Возникая, циклоны не всегда проходят все стадии развития, от небольшого возмущения до огромного вихря. Значительная часть их затухает и исчезает в самой начальной стадии жизни. Это относится как к циклонам умеренных и высоких широт, так и тропическим циклонам. До появления метеорологических спутников о тропических циклонах, возникающих в неохваченных наблюдениями зонах океанов, было мало что известно.

Взгляды на причины возникновения и развития циклонов и антициклонов внетропических широт за последнее столетие подвергались большому изменением. Начиная с середины XIX в. и до

настоящего времени появлялось довольно много теорий циклонов, но большинство из них представляет лишь исторический интерес, хотя некоторые из этих теорий существовали даже длительное время. Законченной математически строгой и физически стройной теории, которая правильно и полно описывала бы процесс возникновения и развития циклонов и антициклонов, не создано до настоящего времени.

Не останавливаясь на различных представлениях в прошлом, отметим, что главный недостаток современных теорий заключается в том, что они не позволяют установить количественных критериев, с помощью которых можно было бы определить возникновение и развитие этих барических образований.

Гидродинамическая теория возникновения и развития циклонов и антициклонов еще мало разработана, хотя и достигнуты определенные успехи в предвычислении поля давления с использованием ЭВМ.

В современных теоретических исследованиях проблема возникновения и развития вихрей отождествляется с проблемой изменения давления. Теория, объясняющая изменение давления на основе уравнений гидродинамики, позволяет охватить большее число факторов, оказывающих влияние на развитие атмосферных процессов. В принципе стало возможно предвычисление (расчет ожидаемых величин) давления в любой точке с помощью ЭВМ. Казалось бы, что предвычисление изменения давления на большой территории должно включать и прогноз развития и движения существующих циклонов и антициклонов, как и возникновения новых. Однако это не получается, так как учет падения давления (для образования циклона) и роста его (для образования антициклона) важное, но не единственное условие. Требуется знание влияния ряда дополнительных факторов, которые невозможно еще учитывать.

Здесь вкратце остановимся на двух из современных теорий. Теория полярного фронта и циклонов, разработанная в 1919 г. В. Бьеркнесом и развитая в последующем (1922 г.) Я. Бьеркнесом и Сульбергом и другими [206], принимает, что циклоны являются волнообразными возмущениями на полярном фронте. Волновая теория, предложенная норвежскими метеорологами, рассматривает циклоны как образование волн на поверхностях разрыва в атмосфере. На основе теоретических разработок принято, что поверхность разрыва является неустойчивой относительно волн длиной около 1500—2000 км. Однако эта теория может объяснить лишь первоначальное понижение давления и образование возмущения, но не содержит объяснения развития и превращения его в глубокий циклон. Поэтому дальнейшая эволюция циклона объясняется лишь качественно, вне рамок основной теории.

Главная причина углубления циклона связывается с превращением потенциальной энергии горизонтальных контрастов температуры в энергию кинетическую, которая затрачивается на работу против сил давления. Однако как это происходит в области воз-

никого циклонического возмущения, чисто теоретическим путем в деталях не установлено [206].

Несколько иное решение возникновения циклона дал Н. Е. Кочин. По Кочину, потеря устойчивости на поверхностях раздела происходит не вследствие движений, перпендикулярных плоскости раздела, а в результате почти горизонтальных движений, направленных к поверхности раздела под малым углом. Однако и волновая теория циклонов не учитывала такой фактор, как адвекция температуры, играющий важную роль в возникновении и развитии барических образований. Кроме того, по волновой теории предполагается, что при возникновении циклона колебание охватывает всю поверхность раздела. В действительности, в начале возникновения циклона возмущение поля давления и поля течений происходит в приземном слое воздуха, в то время как даже в средней тропосфере оно весьма незначительно.

В начале 30-х годов В. М. Михелем [104] была установлена тесная связь между структурой поля течения в средней тропосфере и эволюцией антициклонов. Было установлено, что под областью конвергирующих воздушных течений антициклоны усиливаются, а при дивергирующих течениях — ослабевают.

В середине 30-х годов Шерхаг [250, 151] сделал попытку объяснить возникновение циклонов расходящейся системой течений в средней тропосфере. Попытка создать так называемую дивергентную теорию циклонов встретила возражения, хотя ряд ее положений нашел применение в практической работе службы погоды.

Как показал опыт, изучение структуры лишь высотного барического поля далеко не достаточно для определения условий возникновения и развития барических образований. Критика упомянутых выше теорий циклогенеза довольно подробно дана Н. Л. Таборовским [169].

Начиная с 1939 г. Х. П. Погосян и Н. Л. Таборовский (1939—1947 гг.) проводили совместные исследования синоптических процессов. При этом главное внимание было обращено на условия возникновения и развития циклонов и антициклонов. В этих исследованиях впервые производился анализ адвективных и динамических изменений температуры и давления и преобразования высотных деформационных полей.

В серии опубликованных статей был изложен ряд положений и выводов по проблеме возникновения и развития циклонов и антициклонов. Были определены количественные критерии величин горизонтальных контрастов температуры в тропосфере и скоростей ветра на высотах 5—6 км, необходимых для развития циклонов и антициклонов.

В отличие от предшественников, возникновение и развитие циклонов и антициклонов впервые рассматривалось с единой точки зрения — в зависимости от структуры термобарического поля в средней тропосфере [144, 145, 148, 169]. Разработанный на такой основе метод анализа и прогноза атмосферных процессов в последующем стал известен под названием адвективно-динамического

анализа (Погосян и Таборовский, 1943 г.). Была установлена органическая связь между процессами возникновения и развития циклонов и антициклонов с фронтогенезом и фронтолизом и преобразованиями высотных деформационных полей. В отличие от волновой теории, процессы возникновения и развития циклонов (антициклонов) рассматривались лишь в зависимости от изменения атмосферного давления.

По адвективно-динамической теории локальное изменение давления происходит в результате действия двух главных факторов: изменения давления вследствие горизонтального переноса (адвекции) воздуха и изменения давления, происходящего за счет нестационарности — отклонения действительного ветра от градиентного (агеострофичности). Первая составляющая была названа адвективной, вторая — динамической. Поэтому согласно адвективно-динамической теории перемещение циклонов или антициклонов без изменения давления в их центре определяется адвекцией холодного и теплого воздуха, а возникновение новых образований и эволюция их — динамическим изменением давления. Была построена пространственная структура циклонов и антициклонов [169], которая в последующем была лишь несколько модернизирована [139].

Адвективно-динамическая теория внесла новое в изучение циклонов и антициклонов. Если процесс возникновения и развития их раньше изучалось в отрыве от изменения атмосферного давления, то теперь эти процессы оказались уже частным случаем общей проблемы изменения давления. Согласно адвективно-динамическому анализу, наибольшие адвективные и динамические изменения давления происходят в зонах больших горизонтальных градиентов температуры и давления, т. е. во фронтальных зонах. При этом динамический фактор значителен на тех участках фронтальных зон, где в направлении воздушных течений на высотах (тропосфере) наблюдается изменение скорости ветра вдоль потока (дивергенция и конвергенция), криволинейная форма изобар и др. В адвективно-динамическом анализе, как и во фронтологическом, уделяется большое внимание зонам резкого перехода между холодными и теплыми массами воздуха, т. е. фронтальным зонам и фронтам.

Адвективно-динамическая теория циклонов и антициклонов учитывала лишь часть факторов динамического изменения давления. Поэтому ряд положений этого анализа не всегда оправдывался. Однако многие выводы, полученные ее авторами, стали основой дальнейшего развития знаний об атмосферных процессах. Уже в сороковых годах они открыли метеорологам-прогнозидам (синоптикам) широкие возможности к познанию физики атмосферных процессов. Синоптики получили возможность не ограничиваться данными наблюдений у поверхности земли, а эффективно использовать аэрологические наблюдения. Все это способствовало заметному улучшению качества краткосрочных прогнозов погоды во всех подразделениях Гидрометслужбы СССР.

В настоящее время в исследованиях возникновения и развития внетропических вихрей учитываются не только адвективные изменения температуры, но и те ее изменения, которые вызываются вертикальными движениями воздуха, т. е. адиабатические изменения. В последующем было установлено, что по мере углубления циклона в его системе после момента возникновения происходит непрерывное понижение температуры вследствие восходящих движений воздуха, а в системе антициклона, наоборот, отмечается повышение температуры вследствие нисходящих движений воздуха [139, 140].

Важным положением адвективно-динамического анализа является установленная тесная связь между адвекцией и динамическими изменениями давления. Качественный анализ адвективных и динамических изменений давления позволил определить условия развития и превращения циклона в высокий и холодный, а антициклона — в высокий и теплый.

В 1947 г. Н. Л. Таборовским была сделана попытка дать теоретическое объяснение качественным положениям и выводам адвективно-динамического анализа. Для этого была привлечена известная в то время теория изменения давления И. А. Кибеля [80]. Однако уже через 3—4 года выяснились недостатки этой теории и на смену ей пришла вихревая теория изменения давления. Несмотря на это многие положения адвективно-динамического анализа, которые были получены на основе физико-синоптических исследований, правильно описывают природу процессов и успешно используются в прогностической работе в органах службы погоды. От отдельных качественных интерпретаций, вытекающих из теории И. А. Кибеля, пришлось отказаться.

В работе [169], как и в предшествовавших исследованиях по адвективно-динамическому анализу, изменение структуры термобарического поля, возникновение и развитие циклонов и антициклонов, а также их эволюция объяснялись преимущественно адвективными изменениями температуры и динамическими изменениями давления, находящимися в тесной взаимосвязи. Неадвективным изменениям температуры не придавалось существенного значения. Причина перехода от углубления к заполнению циклонов объяснялась уменьшением и прекращением адвекции холода в тыловой части циклона, сопровождающимися уменьшением контрастов температуры над центральной частью приземного циклона и ослаблением дивергенции.

Аналогично объяснялось повышение температуры в системе развивающихся антициклонов с той лишь разницей, что повышение температуры над усилившимся приземным антициклоном и уменьшение контрастов температуры, а также ослабление конвергенции объяснялось ослаблением и прекращением адвекции тепла.

Как показали дальнейшие исследования, объяснение эволюции поля температуры в системе барических образований действием лишь адвекции оказалось недостаточным. Было установлено, что при интенсивно развивающихся процессах неадвективные измене-

ния температуры могут достигать больших величин и местами оказывать существенное влияние на изменение структуры термобарического поля тропосферы [125, 139, 140]. Внесенный корректив не отразился на основных положениях адвективно-динамической теории цикло- и антициклогенеза.

4.2. Стадии развития циклонов и антициклонов

Рассмотрим особенности эволюции термобарического поля тропосферы и характер циркуляции в различных стадиях развития циклонов и антициклонов, а также роль термического и динамического факторов в их эволюции. При этом под термическим фактором изменения атмосферного давления понимаются те изменения, которые обусловлены температурой столба воздуха. За короткие промежутки времени эти изменения вызываются главным образом адвекцией холода (тепла) и адиабатическим охлаждением или нагреванием воздуха. Динамическими факторами определяются те изменения давления, которые обусловлены действием сил, приводящих к увеличению или уменьшению массы в столбе воздуха.

Эволюция поля течений на высотах тесно связана с эволюцией термического поля нижележащих слоев воздуха. Изменение термического поля в короткие промежутки времени осуществляется главным образом действием адвекции и вертикальных движений. Как показали расчеты, в этих случаях притоком тепла от подстилающей поверхности и влиянием других факторов можно пренебречь.

Результаты вычисления изменений температуры показали, что в системе барических образований области адвекции холода и тепла чередуются вдоль потока. При этом адвекция холода обычно сопровождается нисходящими движениями и нагреванием воздуха, а адвекция тепла — восходящими движениями и охлаждением воздуха. Однако области соответствующих изменений температуры вдоль течений несколько сдвинуты по отношению к областям адвекции холода и тепла. При этом большой деформации термобарического поля и поля высотных течений соответствует большой по величине сдвиг.

Анализ рассчитанного распределения суточных изменений температуры, произведенный в работе [140], позволил определить четыре различных сочетания адвективных и адиабатических изменений ее в системе развивающегося циклона:

- 1) внешняя тыловая часть циклона и передняя часть антициклона — адвекция холода и адиабатическое нагревание,
- 2) ближняя тыловая часть циклона — адвекция холода и адиабатическое охлаждение,
- 3) передняя часть циклона — адвекция тепла и адиабатическое охлаждение,
- 4) внешняя передняя часть циклона и тыловая часть антициклона — адвекция тепла и адиабатическое нагревание.

В этих сочетаниях важное значение имеют те части термического поля, где адвективный и адиабатический факторы действуют однозначно, обуславливая соответствующее понижение или повышение температуры в столбе воздуха.

К начальной (первой) стадии развития принято относить барические образования, еще только оформившиеся у поверхности земли одной или двумя изобарами. В этой стадии циклоны или антициклоны бывают хорошо выражены в поле давления и ветра лишь вблизи поверхности земли. На высотах возмущение потока не всегда можно установить.

Во избежание произвольного построения схем была соблюдена статическая связь между полями давления (АТ) и полем температуры (ОТ) [169]. Задав приземное поле давления и поле температуры, характерное для первой стадии развития циклонов, были

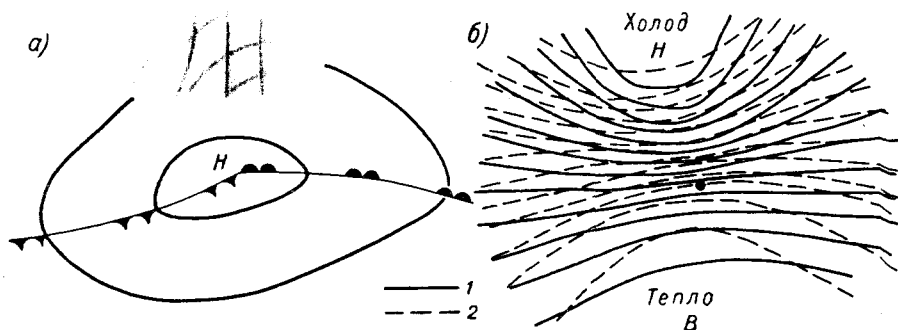


Рис. 38. Приземное поле давления (а) и термобарическое поле тропосферы (б) в первой стадии развития циклона. Схема.

1 — изогипсы АТ, 2 — изогипсы ОТ.

вычислены соответствующие значения АТ, исходя из соотношения $АТ = ОТ + (P_0 - 1000) \cdot 0,8$. Это позволило строго представить последующие изменения полей ОТ и АТ по мере развития циклона. В каждой стадии развития давление в приземном центре задавалось таким, какое обычно наблюдается в соответствующих стадиях в средних по интенсивности циклонах. Поле ОТ каждой последующей стадии было получено с учетом суммарных изменений температуры и поля ОТ предыдущей стадии, а поле АТ — наложением поля ОТ на приземное поле давления. Все расчеты были выполнены в 13 фиксированных точках, расположенных симметрично относительно центра на расстоянии 300 км (4 точки) и 600 км (8 точек).

Приведенные здесь схемы последующих стадий развития циклона получены из учета изменения температуры в системе развивающегося циклона, вызванного адвекцией, вертикальными движениями воздуха и динамическими изменениями давления [139].

На рис. 38 изображены приземное барическое и высотное термобарическое поля в системе циклона [140]. В системе такого

циклона термическое и барическое поля на высотах слабо возмущены, а у поверхности земли низкое давление выражено одной замкнутой изобарой.

Расчеты адвективных и адиабатических изменений температуры показали, что в начальной стадии развития область наибольшего адвективного понижения температуры располагается в верхней тыловой части циклона, причем по абсолютным значениям адвекция холода значительно превышает величину адиабатического повышения температуры. В то же время наибольшее адвективное повышение температуры происходит в передней части циклона, которое по абсолютным значениям обычно бывает меньше адиабатического понижения температуры. Через центральную часть циклона проходит линия нулевой адвекции. Здесь в области адвекции

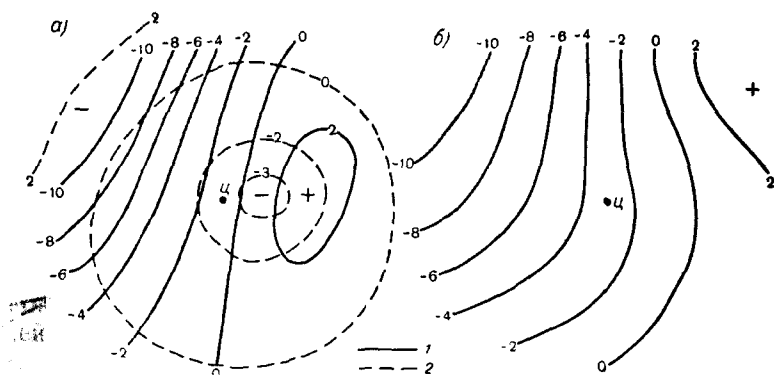


Рис. 39. Суточные изменения температуры в тропосфере в системе циклона в первой стадии развития. Схема.

a — адвективные (1) и адиабатические (2) изменения температуры, *б* — суммарные изменения температуры.

холода отмечаются восходящие движения и понижение температуры воздуха. Вследствие заметного адиабатического понижения температуры над центральной и передней частями циклонов и значительного адвективного понижения температуры в тыловой части их еще до начала окклюдирования в системе циклонов по мере углубления происходит последовательное понижение температуры, которое продолжается и в стадии заполнения [125].

На рис. 39 приведена схема характерного распределения суточных адвективных и адиабатических изменений температуры в системе циклона в первой стадии развития. Как видно из рис. 39 *a*, наибольшие адвективные изменения температуры располагаются в верхней тыловой части циклона и по абсолютной величине превышают адиабатический рост температуры. В то же время наибольшее адиабатическое понижение температуры наблюдается несколько правее центра, где оно по величине превосходит адвекцию тепла.

Из рис. 39 б следует, что наибольшие величины суммарного понижения температуры располагаются в тыловой части циклона, наименьшие — в центре и в передней его части.

Нетрудно видеть, что такое распределение суммарных суточных изменений температуры обусловлено прежде всего мощной адвекцией холода в тылу углубившегося циклона.

В результате адвективных и адиабатических изменений температуры термическое поле (ОТ), а соответственно и поле давления (АТ) деформируются. При этом высотная фронтальная зона претерпевает резкую деформацию. Чем больше величины адвективного и адиабатического охлаждения или нагревания воздуха, по знаку совпадающие в указанных выше областях циклона

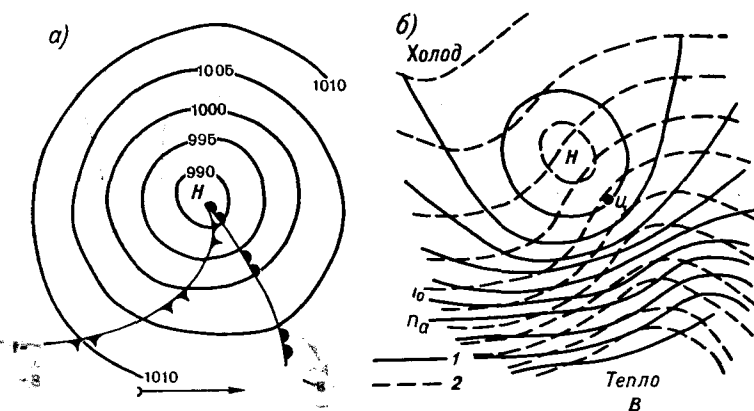


Рис. 40. Приземное поле давления (а) и термобарическое поле тропосферы (б) во второй стадии развития циклона. Схема.

Усл. обозначения см. рис. 38.

и антициклона, тем интенсивнее происходит деформация высотной фронтальной зоны.

Углубление циклона продолжается до тех пор, пока в тылу его не ослабевает адвекция холода и не уменьшаются контрасты температуры в его системе.

За вторую стадию развития принята стадия наибольшего углубления циклона, в которой амплитуда волнообразного возмущения высотного термобарического поля в системе циклона достигает максимума.

На рис. 40 изображена структура приземного барического поля и термобарического поля тропосферы. Циклон у поверхности земли углубился на 15 мб, а термобарическое поле подверглось значительной деформации. Термическое поле второй стадии наложено на соответствующее поле первой стадии адвективных и адиабатических изменений температуры, происшедших между этими стадиями.

В результате структурных изменений поля течений область наибольшей адвекции холода во второй стадии развития перешла в нижнюю тыловую часть циклона (рис. 41 а). Как и в первой стадии, область наибольшего адиабатического охлаждения воздуха охватила почти всю систему циклона, хотя наибольшая величина его приходится на переднюю часть. Несколько возрастает и суммарное понижение температуры, которое также распространяется на всю систему циклона перед его окклюдированием (рис. 41 б).

В стадии заполнения (третья стадия) высотное термобарическое поле по своей структуре приближается к приземному полю давления. В этой стадии уменьшаются величины адвективного,

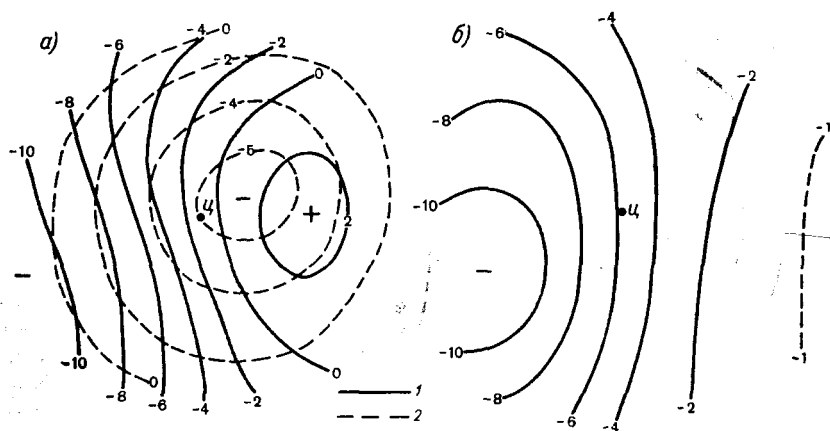


Рис. 41. Суточные изменения температуры в тропосфере в системе циклона во второй стадии развития. Схема.

Усл. обозначения см. рис. 39.

адиабатического и суммарного изменения температуры. Циклон заполняется холодным воздухом, теряет свою термическую асимметрию, и градиенты температуры и давления в тропосфере бывают направлены от периферии к центру. Заполнению предшествует уменьшение величин адвективного, адиабатического и суммарного изменения температуры и прежде всего ослабление и прекращение адвекции холода в тылу его. В этой стадии адвекция холода переходит на переднюю периферию циклона, а в верхней тыловой части появляется адвекция тепла (рис. 42 а). Адиабатическое охлаждение воздуха, происходящее в центральной части циклона, в значительной степени обязано подъему воздуха вследствие приземной конвергенции ветра. Расположение областей суммарного повышения и понижения температуры (рис. 42 б) резко отличается от первой и второй стадий.

Таким образом, в процессе возникновения, углубления и заполнения циклона происходит изменение структуры высотного термобарического поля и характера циркуляции.

О динамическом изменении давления в системе развивающегося циклона. Выше было показано, что деформация высотной фронтальной зоны зависит главным образом от перестройки поля температуры, обусловленной адвекцией и вертикальными движениями воздуха. Следует, однако, заметить, что на деформацию высотной фронтальной зоны заметное влияние оказывает и динамическое изменение давления. О последнем можно судить по величине изменения его в центре барических образований, где адвекция равна нулю. В частности, рассматривая деформацию высотной фронтальной зоны в системе циклона, можно сказать, что ей содействует падение давления в центре циклона и рост на окраине его.

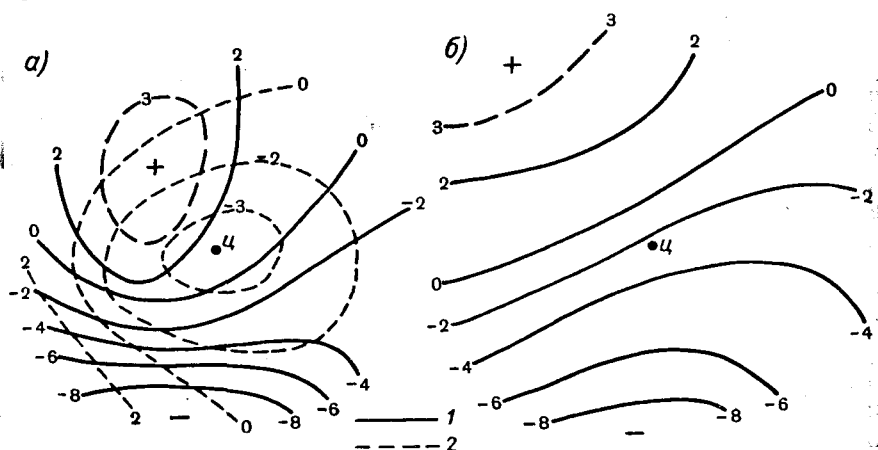


Рис. 42. Суточные изменения температуры в тропосфере в системе циклона в третьей стадии развития. Схема.

Усл. обозначения см. рис. 39.

Падение давления в центре циклона (углубление циклона) происходит главным образом до процесса окклюдирования, т. е. до тех пор, пока фронтальная зона находится над приземным центром циклона и обладает достаточным горизонтальным температурным контрастом, возрастающим вследствие усиливающейся адвекции холодного воздуха. При этих условиях увеличивается нестационарность, проявляющаяся в отклонении ветра от геострофического в областях дивергенции, т. е. в дельте высотной фронтальной зоны и в области кривизны изогипс.

данных, которые позволили бы определить кривизну и дивергенцию. До настоящего времени нет объективных экспериментальных данных. Причина этого заключается в том, что карты барической топографии еще не обладают достаточной точностью, чтобы служить основой для количественного определения действия этих двух главных факторов динамического изменения давления. Поэтому попытки количественного выражения действия дивергенции и

кривизны в отдельности на изменение атмосферного давления пока что являются безуспешными.

Рассмотрим механизм взаимодействия адвективных изменений температуры и динамических изменений давления. Предположим, что в связи с процессами в смежном высотном деформационном поле в рассматриваемой области возникает и усиливается адвекция температуры, например адвекция холода. Вследствие действия последней возникает или усиливается (существовавшая до этого) высотная фронтальная зона и контрасты температуры в ее системе (фронтогенез). Так как поле давления на высотах обусловлено главным образом полем температуры нижележащего слоя атмосферы, то при интенсивной адвекции происходит быстрое изменение термического, а следовательно, и высотного барического поля. Происходящим усилением горизонтальных градиентов температуры и давления в ограниченных областях обуславливается изменение структуры термобарического поля, возникновение (усиление) дивергенции, агеострофичности ветра и вертикальных движений воздуха. В результате действия сил в области дивергенции или конвергенции происходит уменьшение или увеличение массы воздуха в столбе атмосферы. В свою очередь динамическое изменение давления сильно деформирует изогипсы АТ и значительно меньше изогипсы ОТ. В результате усиливается бароклинность во фронтальной зоне, благоприятствующая изменению адвекции тепла и холода.

Стадии развития антициклонов. Рассмотрим теперь эволюцию антициклонов. Следуя Н. Л. Таборовскому [169], в развитии антициклонов также выделим три стадии: начальную стадию, обнаруживаемую в поле приземного давления одной замкнутой изобарой, стадию наибольшего усиления и стадию разрушения. Такое деление выгодно отличается от классификации антициклонов по морфологическим признакам, поскольку в трех стадиях рассматривается генезис антициклона.

Антициклоны, как и циклоны, возникают под высотной фронтальной зоной, но в отличие от последних — под областью сходящейся системы изогипс. В начале возникновения антициклона у поверхности земли над его центром находится зона наибольших контрастов температуры и наиболее сильных ветров (струйного течения). Термобарическое поле тропосферы ($АТ_{500}$ и $ОТ_{1000}^{300}$) и приземное барическое поле, представленные на рис. 43, типичны для первой стадии развития подвижных антициклонов. Здесь, как и при рассмотрении эволюции циклона, соблюдена статическая связь между полями $АТ_{1000}$, $АТ_{300}$ и $ОТ_{1000}^{300}$.

После возникновения антициклон усиливается, если в системе термобарического поля распределение адвекции обуславливает увеличение контрастов температуры во фронтальной зоне (фронтогенез). В соответствии с усиливающейся адвекцией тепла и нисходящими движениями воздуха в левой части антициклона и над центральной его частью происходит уменьшение контрастов тем-

пературы и скоростей ветра на высотах, а область больших контрастов и скоростей ветра в системе высотной фронтальной зоны смещается на периферию. На рис. 44 изображена схема приземного поля давления и термобарического поля тропосферы во вто-

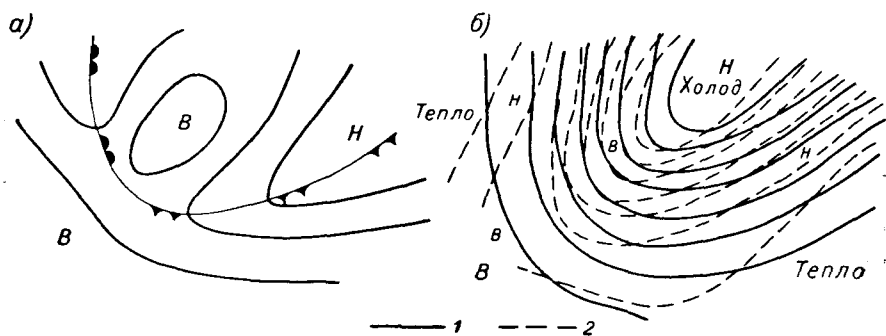


Рис. 43. Приземное поле давления (а) и термобарическое поле тропосферы (б) в первой стадии развития антициклона. Схема.

1 — изогипсы АТ, 2 — изогипсы ОТ.

рой стадии развития антициклона. Из рисунка легко видеть, что адвекция холода и фронтогенез наблюдаются в передней части его, а на правой стороне имеет место адвекция тепла и фронтолиз.

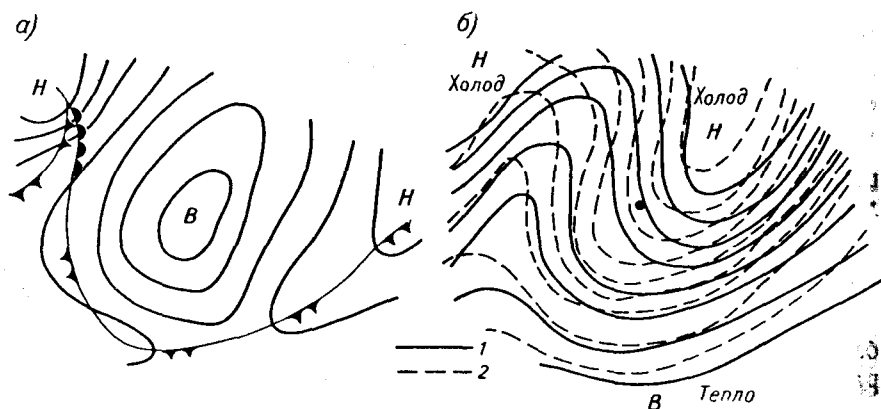


Рис. 44. Приземное поле давления (а) и термобарическое поле тропосферы (б) во второй стадии развития антициклона. Схема.

Усл. обозначения см. рис. 43.

Фронтолизу над приземным центром антициклона способствуют нисходящие движения, сопровождающиеся адиабатическим нагреванием воздуха.

Когда антициклон становится теплым и высоким барическим образованием, наступает стадия его разрушения. В этой последней стадии антициклона фронтальная зона и струйное течение над

ним совершенно исчезают. Они смещаются на северную и восточную периферию и бывают здесь хорошо выражены (рис. 45).

Таким образом, по мере развития циклона и антициклона характер циркуляции в их системе существенно изменяется. При последовательном возникновении новых циклонов (старые на севере заполняются) и новых антициклонов (старые на юге разрушаются) происходит меридиональное преобразование смежных высотных деформационных полей. При этом холодные массы воздуха устремляются с севера на юг, а теплые, наоборот, — с юга на север. Так усиливается междуширотный перенос тепла и холода, основным механизмом которого являются циклоны и антициклоны.

Циклоны и антициклоны принадлежат к основным звеньям об-

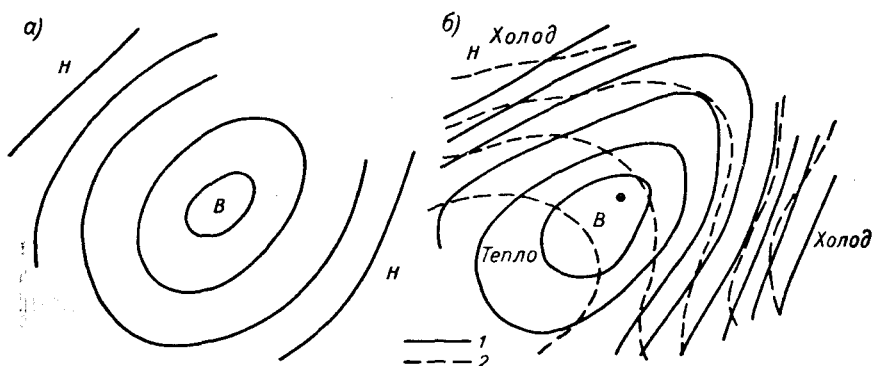


Рис. 45. Приземное поле давления (а) и термобарическое поле тропосферы (б) в третьей стадии развития антициклона. Схема.

Усл. обозначения см. рис. 43.

щей циркуляции атмосферы. Мощная цикло- и антициклоническая деятельность, как правило, сопровождается меридиональным преобразованием термобарического поля тропосферы. С их возникновением и развитием усиливается междуширотный воздухообмен. Однако циклоны и антициклоны на территории северного полушария распределяются не равномерно, а в соответствии с условиями, благоприятными или неблагоприятными для их развития, в одних районах они появляются чаще, в других — значительно реже.

4.3. Сезонные условия цикло- и антициклогенеза в северном полушарии

Среднее месячное и сезонное приземные барические поля в различные сезоны формируются под влиянием двух факторов: динамического и муссонного. Под влиянием муссонного фактора на материках и океанах устанавливается давление, присущее данному сезону, на фоне которого развиваются синоптические процессы. Например, зимой циклоны и антициклоны над материками формируются на более высоком, а над океанами на более низком фоне

давления. Летом, наоборот, развитие циклонов и антициклонов над материками происходит на более низком фоне давления, а над океанами — на более высоком.

Интенсивность циклонической деятельности не зависит от муссонного фактора. Наблюдающаяся более интенсивная циклоническая деятельность зимой по сравнению с летом определяется действием динамического фактора, которым обусловлены непериодические изменения давления.

Проявление динамического фактора можно объяснить исходя из среднего термобарического поля, т. е. из совместного рассмотрения карт абсолютной и относительной топографии изобарических поверхностей. Примем, что цикло- и антициклоническая деятельность, характерная для данного сезона, зависит от тех же факторов, которыми определяется развитие каждого отдельного циклона или антициклона.

Как было показано выше, условия эти следующие. В связи с неравномерным распределением адвекции температуры в одних районах горизонтальные градиенты температуры возрастают, в других — убывают. В тех областях термобарического поля, где в результате адвекции холода и тепла происходит увеличение контрастов температуры (фронтогенез), возникают или усиливаются высотные фронтальные зоны, возрастают горизонтальные градиенты давления, усиливаются ветры. Вследствие неравномерного изменения высотного барического поля во фронтальных зонах происходит изменение величин градиентов давления; вдоль потока усиливается сходимости и расходимости изогипс и изменяется их кривизна. В зонах сходимости и расходимости, т. е. во входе и дельте высотной фронтальной зоны, усиливается отклонение фактического ветра от геострофического и происходит рост или падение давления, сопровождающиеся вертикальными движениями воздуха.

При значительной интенсивности и длительной нестационарности процесса возникают и развиваются антициклоны и циклоны. Цикло- и антициклогенез наиболее часто осуществляется в тех районах земного шара, где имеются условия для интенсивной адвекции холода и тепла. В тех районах, где природные условия препятствуют этому, возникновение и развитие циклонов и антициклонов происходит лишь при преобразованиях термобарического поля, когда структура их обеспечивает интенсивную адвекцию холода и тепла. Этим объясняется неравномерное распределение повторяемости циклонов и антициклонов над северным полушарием.

Контрасты температуры в развитии процессов играют важную роль, поскольку ими определяются запасы потенциальной энергии. Однако для реализации имеющихся запасов энергии необходимы условия агеострофичности ветра, что обеспечивается с помощью адвекции. Справедливость этих положений можно установить при сравнении развития процессов во внетропических и субтропических зонах земного шара. В значительной части субтропической зоны не только контрасты температуры, но и скорости ветра на

высотах превосходят таковые во внетропических широтах. Однако развитие циклонов и антициклонов, особенно интенсивных, в этой зоне не соответствует имеющимся контрастам температуры. Это можно объяснить тем, что в субтропических зонах в связи с радиационными условиями адвекция холодных и теплых масс воздуха в тропосфере происходит неинтенсивно, так как по мере перемещения к низким широтам отмечается интенсивное прогревание холодного воздуха. При отсутствии интенсивной адвекции не обеспечивается быстрая и существенная перестройка высотного барического поля, а тем самым и агеострофичность воздушных течений.

Иные условия имеются во внетропических широтах. Последние находятся между теплыми массами воздуха на юге и холодными на севере. Вследствие междуширотного обмена воздуха сюда быстро вторгаются как холодные, так и теплые массы воздуха. Интенсивность адвекции здесь значительна. Ею обеспечивается быстрая перестройка термобарического поля, динамические изменения давления, обуславливающие возникновение и развитие барических образований.

В районах, где часто возникают те или иные барические образования, структура среднего сезонного термобарического поля тропосферы отличается такими особенностями, которые характерны при возникновении индивидуальных циклонов или антициклонов. Поэтому по структуре термобарического поля тропосферы и величине контрастов температуры можно определить район преобладания циклонической или антициклонической деятельности и качественно оценить ее интенсивность.

Для определения районов преобладания циклонической и антициклонической деятельности необходимо сопоставить распределение контрастов температур со структурой термобарического поля тропосферы. При наличии необходимых контрастов температуры область дельты фронтальной зоны на средней карте является местом частного циклогенеза, а область входа — местом антициклогенеза. Величина контраста определяется как разность средней температуры нижнего 9-километрового слоя вдоль ее градиента на расстоянии 1000 км. Установлено, что в системе индивидуальной фронтальной зоны, если на расстоянии 1000 км контрасты средней температуры слоя достигают или превышают 8—12° (или 16—24 дин. дам), то возникающие здесь циклоны и антициклоны развиваются. В этих случаях остальные факторы, оказывающие влияние на развитие циклонов (антициклонов), обычно не играют решающей роли.

Контрасты температуры определяются по картам OT_{1000}^{300} или OT_{1000}^{500} . Увеличение контрастов в области дельты или входа планетарной фронтальной зоны на средней карте уже указывает, что условие индивидуального цикло- или антициклогенеза осуществляется здесь значительно легче и чаще, чем в какой-либо другой части высотного барического поля. Это происходит потому, что общие условия здесь содействуют созданию индивидуальной дельты

или входа. Общие условия заключаются в распределении материков и океанов и в различии их термических свойств. Это, как было указано во второй главе, обуславливает создание структуры поля температуры в тропосфере, а следовательно, и высотного барического поля сезона.

Абсолютная топография 300 мб, представляющая поле сумм больших величин относительной топографии и малых величин высот поверхности 1000 мб, естественно, весьма близко отображает поле относительной топографии, а слабый рельеф поверхности 1000 мб вводит лишь сравнительно небольшие, но очень необходимые возмущения, так как ими обеспечивается постоянно действующая адвекция температуры.

Если на карты среднего приземного давления наложить неадвективные изменения температуры, то легко определить, что в передней части климатологического исландского или алеутского циклонов обычно наблюдается адвекция тепла, а в тыловой — адвекция холода. Это хорошо видно зимой при движении масс воздуха в системе циклона.

На средних приземных картах давления центр исландского циклона находится юго-западнее Исландии (см. рис. 24 и 25). Таким образом, в тылу его на океане имеет место адвекция холода и положительный приток тепла, в передней же части циклона, в основном на континенте Европы, — адвекция тепла и отдача тепла. Однако отдача тепла начинается уже на океане, особенно в северо-восточной части Атлантики. Объясняется это тем, что при адвекции тепла поглощение его подстилающей поверхностью происходит не только над охлажденным материком, но и над водной поверхностью, которая является достаточно холодной по отношению к притекающим массам воздуха. Следовательно, массы воздуха, движущиеся с юго-запада над северо-восточной Атлантикой, при средних условиях не получают тепла от водной поверхности, а, наоборот, отдают его. То же самое отмечается и в системе алеутского циклона, где область отрицательного притока тепла захватывает северо-восточную часть Тихого океана.

В процессах меридионального и широтного преобразований высотных деформационных полей, как и в развитии возникающих барических образований, адвекция в тропосфере играет важнейшую роль [145, 148]. Вследствие главным образом адвекции происходит увеличение контрастов температур и активизация фронтальных зон, влекущая за собой возникновение и развитие циклонов и антициклонов, а также преобразование деформационных полей.

О значении адвекции холода в возникновении и развитии циклонов позволяют судить и средние карты абсолютной и относительной топографии, на которых достаточно четко вырисовываются области преобладающей в сезоне адвекции холода и тепла. В частности, в северо-западной части районов наибольшей повторяемости циклонов, т. е. на севере Атлантики и Тихого океана, зимой происходит адвекция холода, направленная с севера материков на океаны.

Зимой обычно наибольшее развитие циклонов отмечается у восточных берегов континентов (восточные побережья Северной Америки и Азии), где в холодное время года почти непрерывно происходит интенсивная адвекция холода, являющаяся энергетической основой развития циклонов. Такой же процесс, лишь несколько севернее, имеет место и летом. Заполнение циклонов зимой обычно происходит по мере движения их на восток, над западными районами континентов, так как при этих условиях холодный воздух в тылу циклонов нагревается над океаном, а теплый воздух в передней части циклонов, наоборот, охлаждается над континентом, что приводит к уменьшению контраста температуры в системе циклонов.

Для определения условий, вызывающих существующую повторяемость циклонов и антициклонов, рассмотрим структурные особенности термобарического поля тропосферы. При этом ограничимся северным полушарием, где имеются сведения о повторяемости барических образований.

Область сходимости изогипс АТ и ОТ в европейско-азиатской высотной фронтальной зоне начинается вдоль линии Новая Земля — Скандинавия — Британские острова, а область расходимости изотерм (изогипс) заканчивается примерно вдоль меридиана 150° з. д. Область сходимости изотерм (изогипс) в американской фронтальной зоне начинается в тех же районах, где оканчивается расходимость изотерм (изогипс) первой фронтальной зоны, а последняя совпадает с началом области сходимости первой фронтальной зоны. Структура американской фронтальной зоны является достаточно элементарной, тогда как европейско-азиатская зона в части входа более сложна, что является следствием сравнительно больших размеров Евразийского материка.

Об энергетических запасах во фронтальных зонах можно судить по величинам горизонтального градиента температуры, для чего используем карты контрастов температуры [138]. На зимней карте максимальные контрасты температуры находятся в средних частях высотных фронтальных зон у восточных берегов материков. Максимумы контрастов температуры здесь превышают критические значения, что указывает на возможность частого возникновения в этих районах циклонов и антициклонов. Половина зоны максимальных контрастов температуры совмещается с областью сходимости, а другая половина — с областью расходимости фронтальной зоны.

Из-за элементарности фронтальной зоны над Америкой и Атлантикой, обусловленной сравнительно небольшими размерами материка, область наибольших контрастов температур здесь является более концентрированной.

Над Азией область наибольших контрастов сосредоточена лишь на востоке Азии, тогда как в районе Европы имеются две области относительно увеличенных контрастов температуры. Одна из них находится на севере Атлантического океана, другая — над Средиземным морем и к востоку от нее.

Структура термобарического поля в сочетании с зоной наибольших контрастов температуры и адвекции холода позволяют определить районы различной частоты возникновения циклонов и антициклонов. Наибольшая частота возникновения циклонов зимой должна наблюдаться у восточных берегов материков, где наибольшие контрасты температуры сочетаются с адвекцией холода и расходом изогипс. Соответственно этому положению объясняется существование двух главных зон циклогенеза: атлантическая (вблизи берегов Северной Америки) и тихоокеанская (вблизи Японских островов).

Рассматривая распределение контрастов температур в области расходимости изогипс над севером Атлантики и Тихого океана, можно заключить, что частота возникновения циклонов должна убывать медленнее всего в северо-восточном направлении. Следовательно, циклогенез постепенно убывающей частоты должен иметь место вдоль направления Ньюфаундленд — Исландия — Баренцево море и вдоль направления Японские острова — Алеутские острова.

Аналогично тихоокеанская зона циклогенеза дает убывающую частоту его в направлении от Японских островов к Берингову морю. В остальных районах циклогенез происходит сравнительно редко.

4.4. Повторяемость циклонов и антициклонов зимой

Зимой под дельтами фронтальных зон имеет место частое возникновение и развитие циклонов, что прекрасно иллюстрирует карта повторяемости циклонов. Такие карты построены за январь и июль для северного полушария. Для определения повторяемости циклонов карта северного полушария была разбита на квадраты, равные 360 тыс. км². В эти квадраты ежедневно заносились положения центров движущихся циклонов. При этом брались все движущиеся циклоны, которые претерпевали эволюцию от стадии появления возмущения до стадии заполнения.

Некоторые авторы для построения карт повторяемости барических образований учитывают все циклоны, в том числе и термические, т. е. небольшие области низкого давления, которые оформляются над ограниченной холодной или теплой подстилающей поверхностью. Например, области депрессии зимой над Средиземным морем и летом над Мексикой или области повышенного давления над горными странами зимой и над водными поверхностями летом. Правильнее отказаться от учета всех видов депрессии и областей повышенного давления, так как получается фиктивная картина повторяемости их. При изучении макропроцессов важно учитывать лишь динамически значимые циклоны и антициклоны, которые возникают и развиваются при нестационарности макросиноптических процессов при больших градиентах температуры и скоростях ветра в средней и верхней тропосфере. Поэтому малоподвижные летние термические депрессии на юге Азии, над северной Африкой и югом Северной Америки, а также зимние депрессии над

Средиземным морем, обязанные своим происхождением преимущественно температурным условиям подстилающей поверхности, не были учтены.

Из карты (рис. 46) видно, что зимой наибольшая повторяемость циклонов имеет место над океанами и именно там, где находятся наибольшие контрасты температур.

Циклоны, возникая в северном полушарии преимущественно у восточных берегов Северной Америки и Азии в зоне интенсивной адвекции холода, перемещаются главным образом в направлении

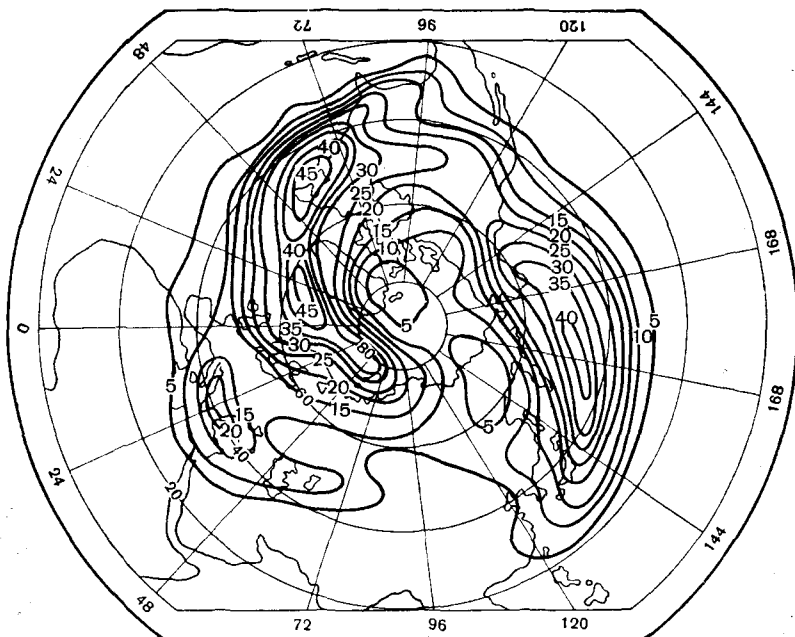


Рис. 46. Повторяемость подвижных циклонов в январе.

Исландии и Алеутских островов, после чего, следуя дальше на восток или северо-восток, они, как правило, заполняются. В районе Исландии и юго-восточнее Камчатки они имеют наибольшую повторяемость и наибольшую глубину.

Рассматривая детальнее рис. 45, можно заметить, что в районе Средиземного моря зимой чаще, чем летом, возникают и развиваются циклоны. Средняя карта барической топографии января (см. рис. 27) позволяет видеть, что восточнее теплого гребня, направленного на Скандинавию, находится довольно глубокая ложбина холода. Правда, здесь нет области расходимости изогипс, как на океанах, и контрасты температур не превышают критическую величину. Однако наличие на средней карте высотного гребня и ложбины восточнее его указывает на то, что процессы, приводящие к усилению этого гребня, а соответственно и усилению меридио-

нального переноса холодных масс воздуха с севера в район Средиземного моря, обычно сопровождаются тропосферным фронтогенезом, обострением фронтальной зоны и возникновением циклонов. Процесс циклогенеза наблюдается здесь не так часто, как на восточном побережье севера Азии и Америки, однако этот процесс осуществляется здесь значительно больше, чем внутри континента [7]. Это объясняется тем, что в Восточной Европе, а также в Сибири и Казахстане в зимние месяцы вследствие происходящего охлаждения воздуха только при очень интенсивном меридиональном обмене создаются условия для циклогенеза. Средняя же структура термобарического поля тропосферы (сходимость течений) в этих районах соответствует условиям частого возникновения антициклонов, причем эти антициклоны, как и циклоны, возникают на повышенном фоне давления, определяющимся термическими условиями материка. Частота возникновения циклонов над районами Средиземного моря в какой-то мере обязана и орографическим особенностям Западной Европы. Этим же объясняется и частое возникновение блокированных циклонов у северо-западных берегов Африки и очень южное положение субтропического струйного течения в сравнении с другими районами северного полушария.

Карта повторяемости циклонов позволяет судить не только о повторяемости, но и о направлении их перемещения. Она показывает, что перемещение циклонов над Атлантикой в основном происходит из района Ньюфаундленда к району Исландии и далее на Баренцево море. Увеличение повторяемости циклонов от берегов Северной Америки к району Исландии указывает на то, что на этом участке преобладает возникновение циклонов, в то время как на участке Исландия — Баренцево море, где наблюдается уменьшение повторяемости, происходит заполнение их.

Сопоставляя перемещение циклонов, как оно дается картой повторяемости их над Атлантикой, с изогипсами карты барической топографии января, легко убедиться, что направление их совпадает с направлением изогипс, а также с зоной наибольших контрастов температур. То же самое происходит на севере Тихого океана. Зона основного перемещения циклонов также совпадает с изогипсами средней барической топографии и с зоной наибольших контрастов температур. Максимум повторяемости циклонов, лежащий приблизительно в районе 170° E и 45° N, указывает, что отсюда до берегов Азии преобладает возникновение циклонов, в то время как к востоку от этого района часто происходит их заполнение.

Зимой повторяемость циклонов над материками значительно меньше, чем над океанами. Это объясняется тем, что над материками в среднем преобладает конвергенция изогипс. Несмотря на это, при определенной синоптической ситуации над материками возникают и развиваются циклоны. В Европе наиболее часто они повторяются на севере, но нередко отмечаются и на юге, от Средиземного моря до Средней Азии. В Северной Америке пути циклонов проходят вдоль южной границы Канады и как бы соеди-

няют оба океанических района наибольшей повторяемости циклонов.

Повторяемость антициклонов также обусловлена структурой термобарического поля. Поскольку наибольшие контрасты температур распространяются не только на области дельты, но также и на области входа фронтальных зон над материками, области входа,

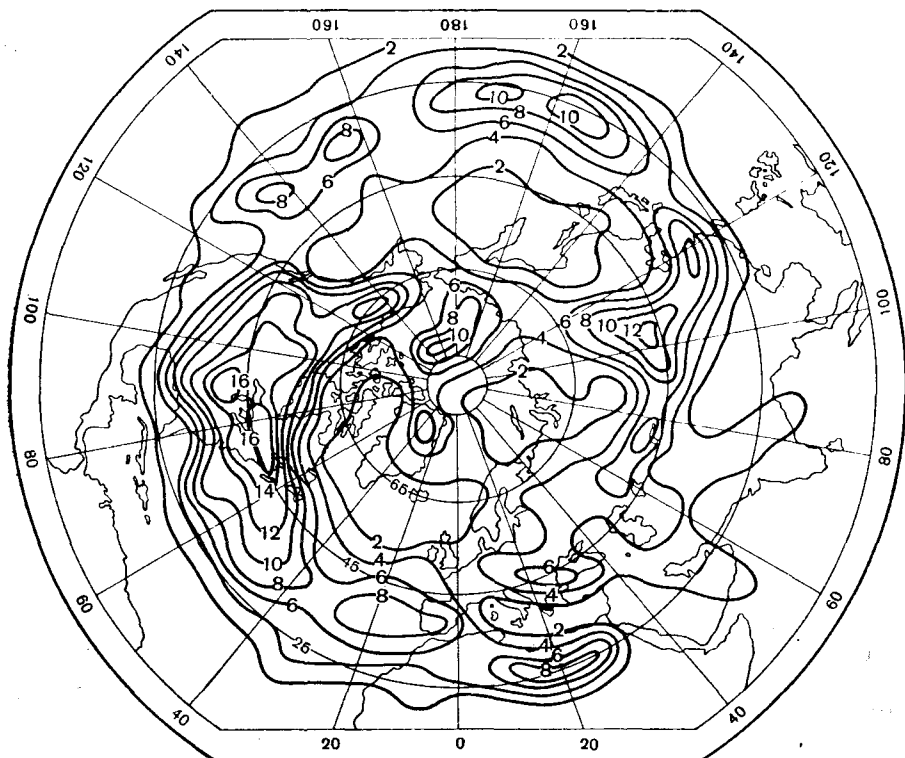


Рис. 47. Повторяемость подвижных антициклонов в январе.

совмещающиеся с наибольшими контрастами температур, и являются областями возникновения и развития антициклонов. Карты повторяемости антициклонов в северном полушарии для января и июля построены по данным за 10 лет (1930—1939 гг.) на основе тех же положений, которые были приняты при построении карт повторяемости циклонов. Зимой (рис. 47) наибольшая повторяемость движущихся антициклонов отмечается на материках Азии и Северной Америки.

Характерно, что наибольшая повторяемость антициклонов наблюдается не только над этими материками под областями входов главных фронтальных зон, но и над прилегающими частями океанов, где, судя по средним картам абсолютной и относительной то-

пографии (см. рис. 19 и 27), находится дельта с большими контрастами температуры. Следует заметить, что антициклоны не часто возникают непосредственно над океанами, а оформляются в тылу циклонов при переходе с материков на океаны. Естественно, что наименьшая повторяемость антициклонов, как правило, имеет место в тех районах, где наблюдается наибольшая повторяемость циклонов.

Над Евразийским материком, кроме Восточной Сибири и востока Китая, значительная повторяемость антициклонов наблюдается также над Западной Сибирью, Восточной Европой и Балканами. Здесь представляют интерес некоторые детали. Так, например, большая повторяемость антициклонов отчетливо выражена вокруг Средиземного моря (над Балканами и Северной Африкой), в то же время над самим морем повторяемость антициклонов минимальная, что можно объяснить прежде всего температурными условиями подстилающей поверхности. Распределение повторяемости антициклонов лишний раз подтверждает, что скопление траекторий антициклонов имеет место над Северной Америкой и Восточной Азией, а также над Восточной Европой вдоль основного переноса в тропосфере зимой.

4.5. Повторяемость циклонов и антициклонов летом

Летом высотное барическое поле характеризуется значительно меньшими горизонтальными градиентами температуры по сравнению с зимой. Помимо этого, существенное различие имеется в скорости ветра в областях расходящихся и сходящихся изогипс. Над океанами сходимость изогипс отмечается лишь севернее 40° N, а у западных берегов материков наблюдается даже усиление сходимости. Объясняется это тем, что летом материки являются не охлаждающими, а нагревающими поверхностями, вследствие чего в низких широтах, (на юге Америки и над Северной Африкой) возникают области тепла и теплые гребни, которые и вызывают указанное усиление сходимости. Океаны же, аккумулируя тепло, имеют малую годовую амплитуду колебания температуры на поверхности, вследствие чего температура воздуха над ними летом повышается сравнительно мало. Действительно, если сравнить величины прироста относительного геопотенциала от зимы к лету на 40° N, то окажется, что над Атлантикой в точке 50° W величина прироста равна 12 дам, а на той же широте над Балканами эта величина равна 40 дам. На Тихом океане на широте 40° и долготе 180° , приrost составляет 20 дам, тогда как над Северной Америкой на 110° W он составляет 40 дам. Приведенные величины прироста объясняют появление этих гребней летом. Отсюда следует, что температурные условия летом приводят к значительному ослаблению обширных областей расходящихся изогипс над океанами.

Летом контрасты температур значительно меньше в сравнении с зимой. Не существует районов, где бы средние контрасты температур достигали величины 8 дам и более на 1000 км. Однако это

не означает, что летом фронтальные зоны тропосферы не обостряются и не возникают циклоны и антициклоны. Цикло- и антициклоническая деятельность имеет место и летом, поскольку при усилении в отдельных районах междуширотного обмена масс воздуха возникают и обостряются фронтальные зоны, и величины контрастов температуры достигают 20—30 дам и более. Однако частота и интенсивность цикло- и антициклогенеза, как правило, летом значительно меньше и происходит преимущественно севернее 40° N.

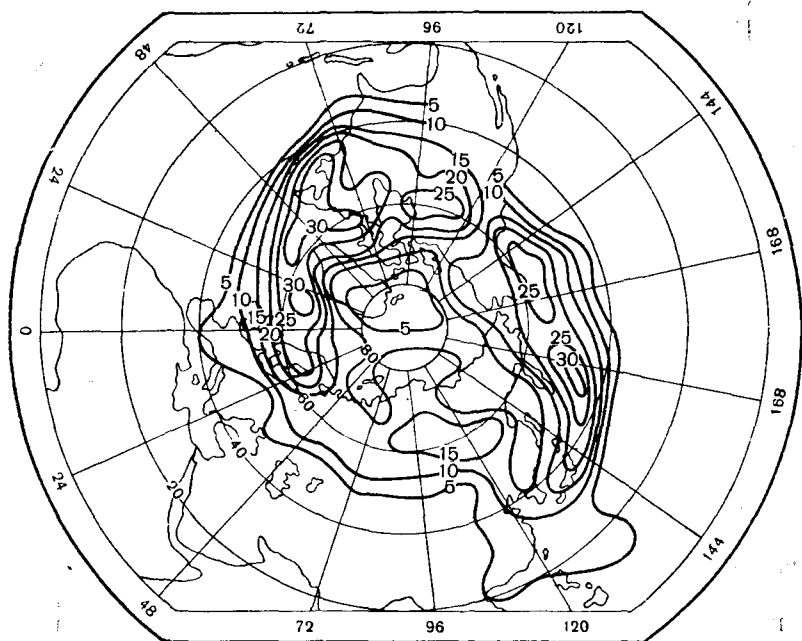


Рис. 48. Повторяемость подвижных циклонов в июле.

Повторяемость циклонов над океанами в июле (рис. 48) заметно меньше повторяемости циклонов в январе. Она больше над континентами, особенно над северо-восточными районами Азии. В связи с малыми горизонтальными градиентами температуры интенсивность циклонов летом, безусловно, мала по сравнению с зимой. Кроме того, так как области сходимости и расходимости изогипс АТ и ОТ, обусловленные сезонным характером притока тепла, летом выражены слабее, то они мало способствуют локализации цикло- и антициклонической деятельности в сравнении с зимой.

Зона наибольшей повторяемости атлантических циклонов в основных чертах совпадает с районами наибольших контрастов температур, проходя по северу Канады через Лабрадор в район Исландии.

В связи с некоторым ослаблением меридиональной циркуляции летом в средних и высоких широтах основной путь атлантических

циклонов направлен более широтно, чем зимой, так что циклоны, как показывает карта повторяемости, идут не на Баренцево море, а на Скандинавию.

В отличие от зимы, летом над Сибирью наблюдается некоторое увеличение повторяемости циклонов. Эти циклоны спорадически возникают в области увеличенных контрастов температур в бассейне



Рис. 49. Повторяемость подвижных антициклонов в июле.

рек Оби и Енисея. Перемещаются они на востоко-северо-восток, достигая наибольшего развития над Восточной Сибирью и Дальним Востоком.

Движение антициклонов с севера на континенты Евразии и Северной Америки летом происходит несколько восточнее, чем зимой. Это находится в полном соответствии со структурой среднего высотного барического поля зимой и летом. Для Европы это подтверждается данными А. Ф. Дюбюка [64], определившего повторяемость антициклонических вхождений через различные участки северного побережья Европы и Западной Сибири. Было получено, что антициклонические вхождения в зимние месяцы распределяются приблизительно равномерно от Северного моря до устья

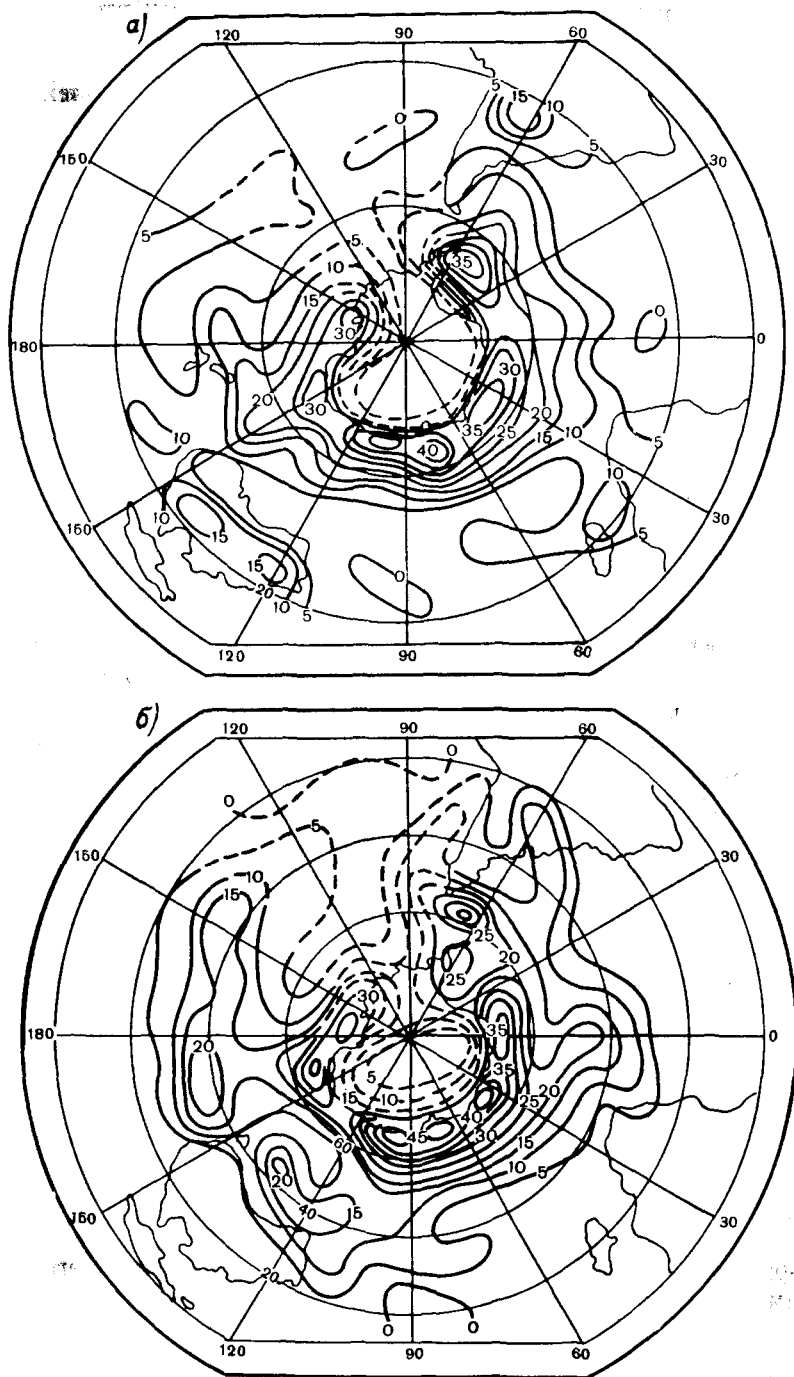


Рис. 50. Повторяемость циклонов в южном полушарии зимой (а) и летом (б).

р. Оби. Летом же максимум антициклонических вхождений отмечается восточнее, в направлении от Баренцева моря на Урал.

Карта повторяемости антициклонов в июле (рис. 49) показывает, что наиболее часто движущиеся антициклоны оформляются в субтропической зоне океанов, частично в районе Средиземного моря (в противоположность зиме), а также над восточными районами Северной Америки, Восточной Европой, Уралом и Западной Сибирью. При этом наибольшая повторяемость стационарных антициклонов в июле наблюдается над Атлантикой и восточной частью Тихого океана, между 25 и 40° N. В остальных частях северного полушария повторяемость стационарных антициклонов незначительна. В январе стационарные антициклоны чаще наблюдаются над Северной Америкой и Восточной Сибирью.

Таким образом, основные черты планетарного распределения давления в тропосфере сохраняются весь год. Различие между зимой и летом обусловлено изменением условий притока тепла над материками и океанами. Это приводит к уменьшению горизонтального градиента температуры и давления и к изменению общей конфигурации полей температуры и давления в связи с переходом основных ложбин холода с континентов на океаны.

Среди опубликованных исследований повторяемости и траекторий циклонов в южном полушарии [1, 67, 170] в настоящее время наиболее полными являются карты, построенные Н. Г. Давыдовой [54]. Здесь мы приводим карты повторяемости циклонов, составленные ею по данным наблюдений за четыре года (1956—1959). Они также составлены на основании учета положения центров циклонов в равновеликих квадратах. Средняя повторяемость циклонов на рис. 50 выражена в процентах. Особенностью этих карт является совершенно иное по сравнению с северным полушарием расположение циклонов. Если в северном полушарии наибольшая повторяемость циклонов отмечается у восточных границ материков и на севере океанов, то в южном полушарии наибольшее число циклонов как зимой, так и летом сосредоточено вокруг Антарктиды. Исключение составляет район моря Амундсена с примыкающей частью Тихого океана.

В работе [54] приведены также карты траекторий циклонов. В отличие от северного, в южном полушарии циклоны меньше продвигаются на юг (остаются преимущественно в широтной зоне 60—70° S). В северном полушарии на широте 80° N наблюдается бóльшая повторяемость циклонов, которая охватывает и околополюсные районы (рис. 46 и 48). То же в известной степени относится и к повторяемости и траекториям антициклонов.

4.6. Тропические циклоны

Среди процессов в низких широтах большое внимание уделяется возникающим здесь тропическим циклонам, отличающимся от внетропических малыми размерами и большими скоростями ветра. Диаметр их достигает лишь десятков и сотен километров,

но горизонтальные градиенты давления и скорости ветра в них намного превышают таковые в сильно развитых внетропических циклонах. Различны и условия их возникновения.

Тропические циклоны возникают в штилевой зоне над океанами преимущественно между широтами 0 и 20° северного и южного полушарий и перемещаются вдоль приземных изобар с востока на запад. В северном полушарии над Тихим океаном тропические циклоны, перемещаясь вдоль пассатов, подходят к юго-восточным берегам Азии и в зависимости от структуры поля течений движутся в направлении к Японским островам, либо на юго-востоке Азии вступают на материк и здесь заполняются (рис. 51). В среднем за год у юго-восточных берегов Азии зарождается свыше 20 гайфунов.

Над Атлантикой тропические циклоны также перемещаются вдоль пассатов. Достигнув Мексиканского залива и Флориды, они поворачивают на север. Попадая в зону больших контрастов температуры средних широт, тропические циклоны вновь углубляются, превращаясь в обычные внетропические циклоны с хорошо выраженной температурной асимметрией. Тропические циклоны часто наблюдаются в Индокитае, на Тихоокеанском побережье Китая и Японии. В отдельных случаях они появляются на советском Дальнем Востоке и Атлантическом побережье Северной Америки. Тропические циклоны образуются и на севере Индийского океана.

В южном полушарии тропические циклоны возникают в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов. Над южной Атлантикой они не образуются.

Система циркуляции в тропических циклонах аналогична циркуляции в циклонах внетропических широт: в северном полушарии против часовой стрелки, в южном полушарии — по часовой стрелке.

Природа возникновения тропических и внетропических циклонов различна. Если для возникновения циклонов внетропических широт необходимы большие горизонтальные градиенты температуры и давления в тропосфере, то в начале зарождения тропических циклонов они почти отсутствуют. Поэтому в системе развитых тропических циклонов атмосферные фронты, как правило, не обнаруживаются.

Причины зарождения тропических циклонов еще недостаточно известны. Предполагается, что образование их связано с большой неустойчивостью воздуха при его достаточном влагосодержании. Заметим лишь, что в зоне возникновения тропических циклонов температура поверхностных вод океанов бывает около 26—27°С. Циклоны обычно возникают в тех случаях, когда температура воды превышает 27°С. Тогда богатый влагой воздух становится неустойчиво стратифицированным. Если при этом на высотах с севера или юга вторгается холодный воздух, то неустойчивость возрастает и создаются, по-видимому, оптимальные условия для образования тропических циклонов. Так как температура 27°С на поверхности океанов в северном полушарии отмечается летом и осенью, то тропические циклоны образуются здесь преимущест-

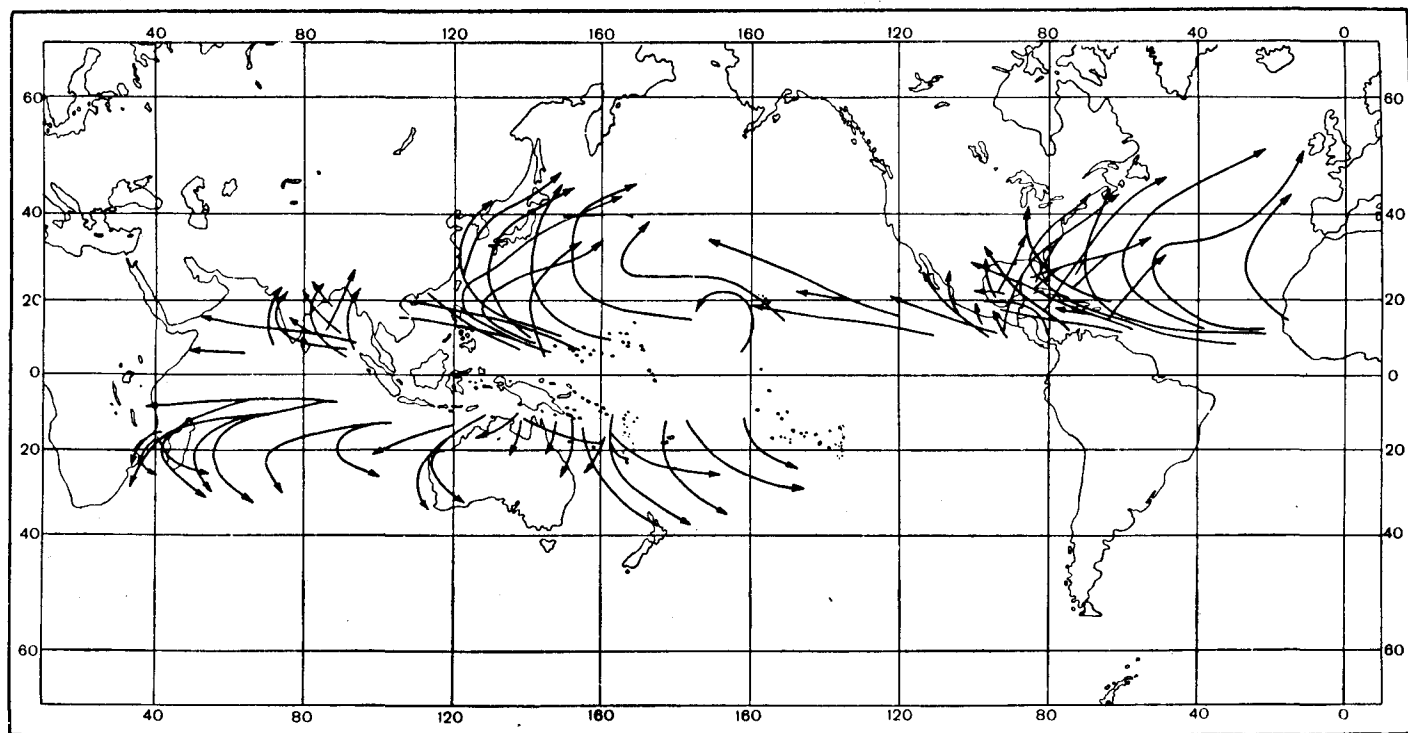


Рис. 51. Карта траекторий тропических циклонов (по Л. С. Мининной).

венно во второй половине лета и осенью. Весной и в первой половине лета они возникают редко, а в январе—апреле обнаружены единичные случаи. Зато август, сентябрь и октябрь являются месяцами, в которые наиболее часто возникают тропические циклоны. В южном полушарии на Индийском и Тихом океанах чаще всего они возникают в декабре—марте, а в мае—октябре отмечаются единичные случаи их появления.

Возникают тропические циклоны во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), которая наблюдается в летнем полушарии между тропиками и экватором. В зоне конвергенции ветра появляются упорядоченные восходящие движения воздуха, которые усиливают термическую конвекцию. Последняя способствует развитию неустойчивости и возникновению интенсивных восходящих движений влажного воздуха, приводящих к конденсации водяного пара и освобождению огромного количества энергии. Чем ниже уровень конденсации, тем больше влаги в неустойчивом воздухе и при одних и тех же условиях больше энергии неустойчивости.

По последним данным [103], в районе Аравийского моря и Бенгальского залива тропические циклоны возникают довольно часто. В среднем за год здесь возникает два циклона. За 60 лет над Аравийским морем зарегистрировано 82, а над Бенгальским заливом 314 циклонов. За период март 1965 г.—февраль 1968 г. над Бенгальским заливом наблюдалось 30 циклонов (или 10 циклонов в год). С июня по ноябрь возникает 80% всех этих ураганов с максимумом в августе. По тем же данным, широкая зона повторяемости циклонов в районе Аравийского моря и Бенгальского залива, как и в других районах экваториальной зоны, определяется сезонным смещением ВЗК. Летом она находится заметно севернее, чем осенью, когда ВЗК перемещается в южное полушарие. Количество тропических циклонов изменяется от года к году.

Большая повторяемость тропических циклонов отмечается и над Индийским океаном между широтами 5—25° S, особенно в районе Мадагаскара и вблизи северо-западных берегов Австралии.

До работы метеорологических искусственных спутников Земли не все тропические циклоны могли учитываться. Теперь уже очевидно, что возникает их больше, чем считалось прежде. Однако не все они достигают разрушительной силы. Возникшие тропические циклоны переходят в стадию шторма при наличии условий, способствующих их развитию.

В последние годы удалось произвести на самолетах много полетов в тропических циклонах и уточнить особенности их строения. Установлено, что направление движения тропических циклонов находится в зависимости от структуры высотного барического поля и направления преобладающего переноса в тропосфере.

Различие траекторий их движения указывает на то, что высотное барическое поле, как и поле течений между экватором и тропиками, не отличается особым постоянством, а подвергается заметным изменениям. Возникновение тропических циклонов связано с появлением очагов холода на высотах и усилением конвек-

ции. Внутритропическая зона конвергенции, по-видимому, лишь способствует процессу конвекции.

Скорость движения тропических циклонов заметно меньше скорости перемещения циклонов средних и высоких широт. В низких широтах скорость их движения редко превышает 15—20 км/час, или 350—500 км/сутки, т. е. соответствует скоростям пассатов. Тропические циклоны в зависимости от места их зарождения имеют разные названия: «тайфун» на Тихом океане, что по-китайски означает «сильный ветер», «ураган» в Америке, что по-индейски также означает «сильный ветер», «циклоны» в Индии, «вилли-вилли» в Австралии и др.

По договоренности между метеорологами с 1953 г. каждый тайфун или ураган, достигший интенсивности шторма, т. е. скорости ветра 17 м/сек., в северном полушарии получает женское собственное имя; в южном полушарии — мужское собственное имя. Обычно список этих имен составляется заранее и включает в себя имена, расположенные в порядке латинского алфавита.

Естественно, что своевременный прогноз пути движения тропических циклонов является весьма необходимым. Однако это сопряжено с трудностями, так как циклон внезапно может изменить траекторию движения, что чаще происходит при подходе к материку. Если даже точно рассчитать траекторию движения циклонов, то все равно невозможно предупредить те огромные разрушения, которыми обычно сопровождается их прохождение.

Разрушительная сила тропических циклонов огромна. Нередко скорость ветра в них достигает 300—400 км/час. Такие скорости ветра не поддаются измерению. О них судят лишь по разрушениям, которые оставляют после себя циклоны.

Максимальная сила ветра у поверхности земли по 12-балльной шкале соответствует скорости 100 км/час. Во внетропических широтах вблизи поверхности земли даже такой силы ветры редки. Можно же представить, какие огромные разрушения приносят тайфуны и ураганы. Вот несколько примеров.

Тайфун, прошедший над Японией 21 ноября 1934 г., частично или полностью разрушил 700 000 домов, вывел из строя более 11 000 судов, вызвал наводнение и причинил огромный ущерб. Почти такой же разрушительной силой обладал тайфун, прошедший над Японией 26 сентября 1959 г. По сообщениям газет, при прохождении тайфуна скорость ветра достигла 180 км/час. Он срывал крыши домов, вырывал с корнями деревья, уничтожал все на пути. Шквальный ветер, потоки дождя и морские волны, сопровождавшие тайфун, произвели разрушения во многих городах и селах. Без крова осталось до 1,5 млн. человек. Более 5000 человек погибло и пропало без вести, свыше 15 тыс. человек получило ранения. Было разрушено 180 тыс. домов, а около 300 тыс. домов оказались затопленными. Пострадал железнодорожный транспорт, морские суда и пр.

Тропический циклон Инес, прошедший с 23 сентября по 10 октября 1966 г. путь от побережья Африки до Карибского моря и

Мексиканского залива, сохранял свою интенсивность в течение почти трех недель. Сохранению интенсивности способствовало то, что за это время он оставался в тропической зоне, где температура поверхностных вод превышала 28°C . Его возникновению предшествовало два вторжения холодного воздуха с севера до тропиков. Кроме того, в районе возникновения температура поверхностных вод была выше нормы на $1,5\text{--}2^{\circ}$. Со времени урагана Флора (1963 г.) этот циклон причинил наибольшие разрушения. Скорость ветра в его системе достигала 85 м/сек. , или более 300 км/час . Над Малыми Антильскими островами скорость ветра доходила до $50\text{--}60\text{ м/сек.}$ На острове Гваделупа было убито 40, ранено 70 человек и около 6 тыс. человек остались без крова. Следующие два дня на острове Гаити этот ураган разрушил тысячи домов и погибло более 500 человек. Максимальная скорость ветра достигала 85 м/сек. С приходом на Кубу скорость ветра уменьшилась до $40\text{--}50\text{ м/сек.}$, но и здесь были произведены разрушения. В первых числах октября он вышел к Атлантическому океану и вновь появился над Кубой и Мексиканским заливом, а затем прошел в Мексику и потерял свою интенсивность, но все же успел разрушить 2,5 тысячи домов. 6—7 октября во время этого урагана в Гаване за 30 часов вылилось 300 мм осадков.

Ураганной силы ветры в тропических циклонах вызваны большими горизонтальными градиентами давления. Хотя диаметр тропических циклонов в сравнении с внетропическими мал (обычно десятки и сотни километров), градиенты давления велики. В их системе градиент давления достигает $20\text{--}40\text{ мб}$ на 100 км , а скорость ветра превышает $100\text{--}150\text{ км/час}$. Однако нередки случаи, когда величина градиента давления составляет $40\text{--}60\text{ мб}$ на 100 км .¹

В тропических циклонах давление в центре составляет в среднем $960\text{--}970\text{ мб}$, но в отдельных случаях (1—2 раза в год) зарегистрировано давление, равное 900 мб и ниже. Из известных циклонов самое низкое давление у поверхности моря — 877 мб было зарегистрировано в центре тайфуна Ида 24 сентября 1958 г. На рис. 52 приведена карта приземного давления для 15 часов 28 августа 1959 г. Здесь среди внетропических циклонов и антициклонов привлекает внимание один циклон с густо проведенными изобарами. Это тропический циклон над Тихим океаном — тайфун Джоан. В его центре давление равно 900 мб , а на периферии 1000 мб . Следовательно, разность давления между центром и периферией равна 100 мб , а градиент давления равен 10 мб на 100 км . Естественно, что в циклоне скорости ветра были ураганными и на своем пути он совершил большие разрушения.

Тропический циклон с сильными ветрами охватывает тропосферу обычно до высот $8\text{--}12\text{ км}$. Скорости ветра с высотой уменьшаются, но и на высоте $4\text{--}5\text{ км}$ они остаются еще сильными,

¹ Чтобы представить значение этой величины, отметим, что в системе крупных внетропических вихрей редко наблюдаются градиенты, большие $8\text{--}10\text{ мб}$ на 100 км , а обычно градиенты в них равняются $2\text{--}4\text{ мб}$.

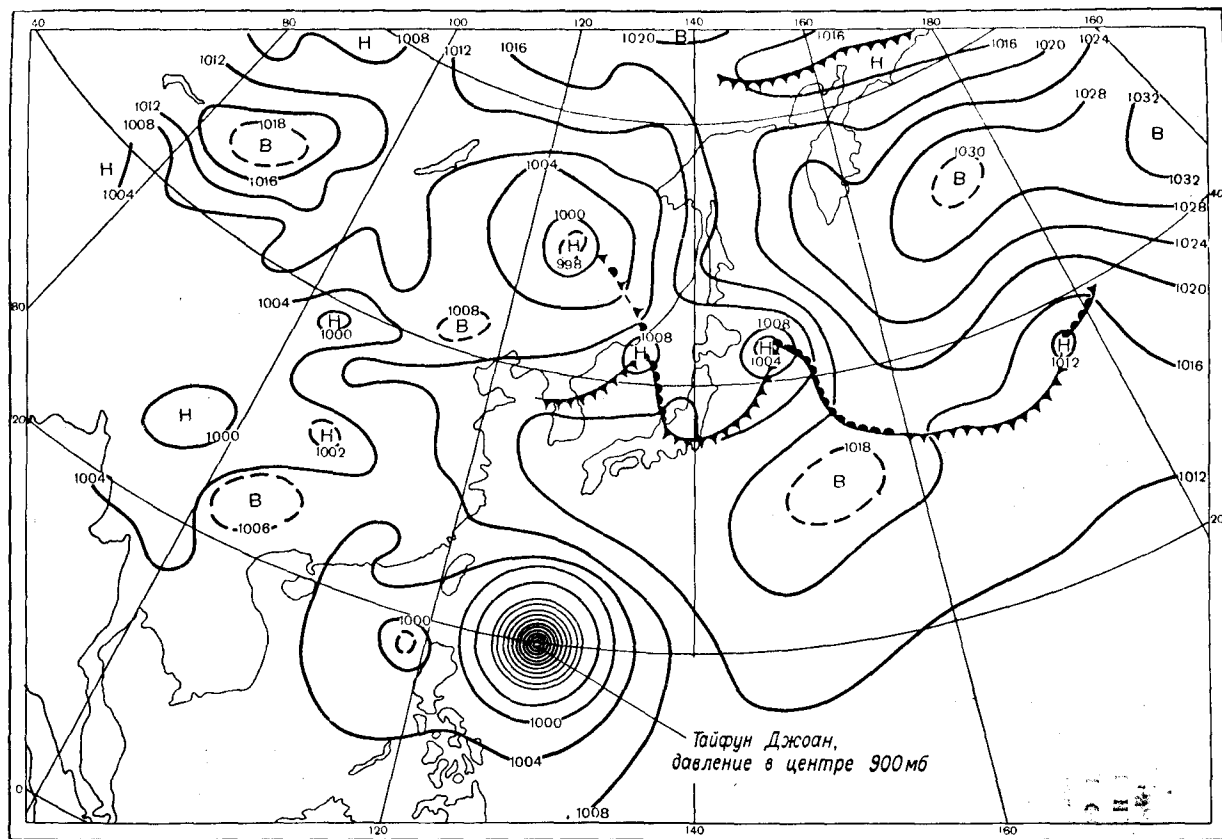


Рис. 52. Приземное поле давления в 15 час. 28 августа 1959 г. Тайфун Джоан у берегов Азии.

причем не во всех частях скорости одинаковые. Самые большие скорости наблюдаются в той части циклона, где направление вращательного движения в системе тропического вихря совпадает с направлением его перемещения. В северном полушарии правая (в направлении движения) часть циклона оказывается наиболее опасной; моряки ее называют опасным полукругом.

При приближении циклона давление быстро падает и также быстро повышается после прохождения его центра через пункт наблюдений.

Как видим, по структуре тропический циклон имеет много общего с внетропическим. Но, кроме размеров, условий возникновения и скоростей ветра, есть еще одно различие в его строении, которое остается необъясненным. Это так называемый глаз бури.

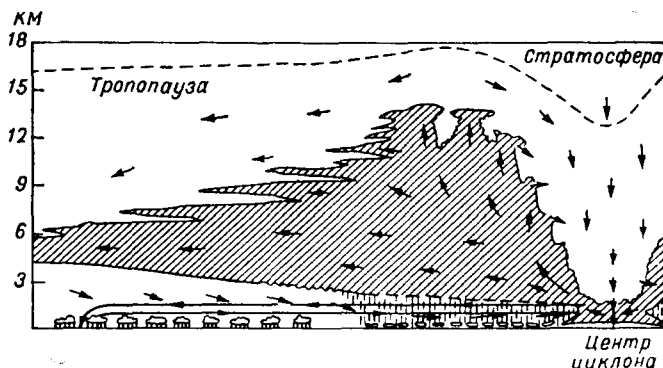


Рис. 53. Вертикальное строение тропического циклона.

Давно известно, что при приближении тропического циклона сначала появляются разрушительной силы ветры одного направления, затем наступает затишье и показывается даже голубое небо. После этого вновь начинаются ураганные ветры, но уже противоположного направления. Зона затишья (глаз бури) находится в средней части циклонов. Это связано с наличием нисходящих движений воздуха в центре, в то время как во всей системе тропических циклонов происходит интенсивный подъем воздуха, вызывающий облакообразование и выпадение обильных осадков.

На рис. 53 приведена схема вертикального строения урагана у юго-восточных берегов Северной Америки. Здесь показано распределение облачности и осадков, а также горизонтальные и вертикальные движения в его системе и положение тропопаузы. На фотографии (рис. 54) изображена облачная система и глаз бури в урагане Грейс 28 сентября 1959 г. Как видно на фото, в расположении глаза бури имеются разрывы в облаках с просвечивающей внизу водой.

Корабль, попавший в глаз бури, иногда вынужден двигаться вместе с ним, пока не представится возможность вырваться за его пределы.

Ураганные ветры в циклоне вызывают приливы огромного количества морской воды, которые тоже вызывают разрушения. Например, мощный тайфун над Японией с давлением в центре 920 мб привел к быстрому повышению уровня воды в районе Осака на 2 м за 10 минут и нанес большой ущерб двум крупным городам Японии — Осака и Кобе. Погибло около 3 тыс. человек, а более 15 тыс. были ранены и пропали без вести.



Рис. 54. Облачная система и «глаз бури» в тропическом циклоне Грейс.
28 сентября 1959 г.

Итак, каждый год тропические циклоны, зарождающиеся в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, наносят огромный ущерб населению юго-восточной, восточной и южной Азии (Индии и Пакистана), Австралии, Мадагаскара, центральной и юго-восточной части Северной Америки.

Изучение тропических циклонов началось еще в XVIII в., но до 30-х годов XX в. все ограничивалось их описанием. Лишь в сороковых годах с помощью самолетов и радиолокаторов удалось установить характер распределения облачности в их системе, определить особенности строения и др.

В прибрежных районах юго-востока Северной Америки и востока Азии создана сеть радиолокационных станций, в обязанность которых входит оповещение населения о грозящей опасности. Используется для этой цели и самолетная разведка.

В настоящее время с помощью метеорологических спутников получают снимки облаков почти на всем земном шаре. По этим снимкам легко определить, где зарождаются тропические циклоны, проследить траекторию движения их и своевременно предупредить

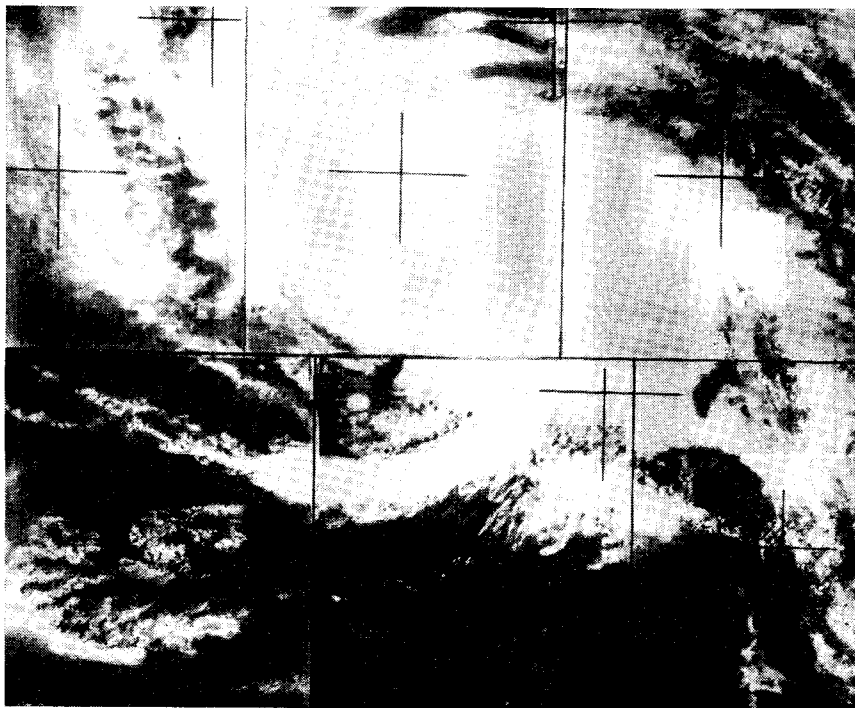


Рис. 55. Фотография облачности тайфуна Виолетта. 10 апреля 1967 г.

население об опасности. На рис. 55 приведена фотография облачности, снятая метеорологическим спутником «Космос-144» 10 апреля 1967 г. в тайфуне Виолетта у юго-восточных берегов Азии. Снимок позволяет судить о структуре облаков, а также об особенностях строения этого тропического вихря.

Сведения, получаемые с советских метеорологических спутников, как и спутников «Тайрос», «ЭССА» и др., позволяют организовать предупреждения о тропических ураганах и тайфунах, подвергая ежедневному наблюдению поведение их в северном и южном полушариях.

Исследования американских метеорологов показывают экономическую и научную целесообразность применения метеорологических искусственных спутников Земли.

5.1. Некоторые характеристики струйных течений

На ежедневных картах барической топографии в средней и верхней тропосфере и нижней стратосфере обычно выделяются зоны большого сгущения абсолютных и относительных изогипс. Это — высотные фронтальные зоны, вдоль которых изогипсы непрерывно сгущаются и разрежаются. К числу основных характеристик этих бароклинных зон относится и ветер. Здесь он отличается от смежных районов большими скоростями. Эти сильные воздушные течения выделяются среди относительно слабых ветров на поверхностях 500, 300 мб, как и на вышележащих поверхностях, наподобие гигантских струй. Поэтому они и были названы струйными течениями.

По принятому определению, «струйное течение — это сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или в стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости».

Длина струйного течения составляет тысячи километров, ширина — сотни километров, а толщина — несколько километров. Вертикальный сдвиг ветра равен около 5—10 м/сек. на 1 км, а горизонтальный сдвиг — около 5 м/сек. на 100 км. Нижний предел скорости ветра на оси струйного течения условно принят 30 м/сек. (108 км/час).

Скорость 30 м/сек. принята за нижний предел не случайно. Она существенна для метеорологического обеспечения полетов реактивных и турбовинтовых самолетов, поскольку такая скорость уже оказывает влияние на их путевую скорость.

На всем протяжении струйные течения усиливаются и ослабевают в зависимости от фронто- и циклогенетических процессов. При меридиональных преобразованиях термобарического поля атмосферы очень сильные струйные течения ограничиваются длиной 1—3 тыс. км. Скорости от центра струи, т. е. от ее оси, к периферии быстро уменьшаются. Изменения градиента скорости (сдвига ветра) часто достигают больших величин.

Соотношение масштабов показывает, что струйное течение представляет сплюснутую, сравнительно широкую зону больших скоростей ветра. Струйные течения характерны для всех районов земного шара.

Струйные течения играют важную роль в режиме общей циркуляции атмосферы, являясь как бы главными артериями ее. Знание особенностей структуры струйных течений, скоростей, сдвигов ветра и других их характеристик важно для авиации. При полетах в направлении струи происходит выигрыш во времени и, наоборот, против направления струи — соответствующий проигрыш. Для безопасности полетов важно знать характер турбулентности атмосферы на уровне больших скоростей ветра, так как в зоне больших сдвигов ветра полеты протекают беспокойно.

На картах барической топографии легко определить положение струйных течений по густоте изогипс. При этом струи внутритропических широт хорошо выделяются на картах AT_{300} , а субтропические — на картах AT_{200} . Их часто изображают с помощью карт изотак на высоте максимальных скоростей ветра или на изобарических поверхностях 300 и 200 мб. Отмечаются они и на вертикальных разрезах атмосферы, построенных по данным температуры и ветра поперек струйного течения.

Между полями температуры и ветра на высотах, как и струйными течениями, существует тесная связь. Чем больше горизонтальные контрасты температуры, тем больше скорости ветра на оси струи.

Ветер на любом уровне можно рассматривать как сумму двух составляющих: ветра на нижнем уровне и приращения ветра, пропорционального горизонтальному градиенту средней температуры нижележащего слоя.

В соответствии с характером поля температуры от поверхности земли до уровня максимума скоростей в системе струйных течений обычно происходит возрастание скорости в 2—10 раз и более. Характерное увеличение скорости ветра в системе струй над Европой и севером Атлантики между поверхностями 850 и 300 мб (вблизи оси струйных течений) приведено в табл. 7.

Таблица 7

Повторяемость струйных течений с различным увеличением средней скорости ветра в слое между 850 и 300 мб [128]

Отношение градиента скорости ветра на AT_{300} к его проекции на AT_{850}	% от общего числа случаев	Отношение градиента скорости ветра на AT_{300} к его проекции на AT_{850}	% от общего числа случаев
2-кратное	18	6-кратное	6
3-кратное	31	7—9-кратное	5
4-кратное	22	10-кратное	10
5-кратное	8		

Как видно из таблицы, в системе струйных течений в 71% случаев происходило увеличение скоростей ветра в 2—4 раза и лишь в 29% скорости увеличивались более чем в 4 раза. Таким образом, увеличение скорости ветра с высотой в тропосфере колеблется в широких пределах. Так, например, в один из дней декабря над

северо-западом Европы в районе Гановера — Шлезвига уже у поверхности земли (под струей) наблюдались скорости более 25 м/сек., при максимуме на оси струи (AT_{300}) — 60 м/сек., т. е. произошло увеличение скорости в 2,4 раза. Средний вертикальный сдвиг под осью струи составил 4,7 м/сек. на 1 км при максимуме скорости в слое 500—600 мб, равном 8 м/сек.

В другом случае также в декабре максимальная скорость ветра на оси струи (AT_{300}) достигала 60 м/сек. и более. На поверхности 850 мб под осью струи ветры были слабые. В районе Свердловска — Юра скорости не превышали 8—10 м/сек. С высотой слабые восточные ветры сменились на западные, которые, быстро возрастая, достигли максимума 64 м/сек. на поверхности 300 мб. Средний вертикальный сдвиг ветра в слое 500—300 мб составил почти 11 м/сек. на 1 км, а максимальная величина сдвига превысила 14 м/сек. в слое 400—300 мб.

Струйным течениям со слабым нарастанием скорости ветра в тропосфере у поверхности земли обычно соответствует система глубоких циклонов, когда наибольшие горизонтальные контрасты температур уже находятся на их периферии. Быстрое нарастание скорости ветра с высотой в системе струи указывает на то, что для тропосферы характерны большие величины контрастов температуры, а для поверхности земли — углубляющиеся циклоны или усиливающиеся антициклоны в первой стадии развития. В случаях с 2-кратным увеличением ветра контрасты температуры под осью струи достигают в тропосфере (слой 850—300 мб) 5—10° на 1000 км. При многократном увеличении скорости ветра контрасты температуры под струей в нижней и верхней тропосфере превышают 15—20° на 1000 км.

Таким образом, возникновение и эволюция струйных течений тесно связаны с увеличением и изменениями горизонтальных градиентов температуры под осью струйного течения. Изменения градиента абсолютного геопотенциала на AT_{300} и изменение градиента относительной топографии (температуры слоя) на OT_{1000}^{300} одинаковы по знаку и близки по величине.

Положение оси струйного течения находится в соответствии с направлением горизонтального градиента температуры поперек струи.

Если на данной изобарической поверхности низкие значения температуры находятся слева, а высокие — справа от струйного течения (если смотреть в направлении потока), то ось струи находится выше уровня этой поверхности.

Если на данной изобарической поверхности низкие температуры находятся справа от струйного течения, а высокие температуры слева, то ось струи находится ниже уровня этой поверхности.

Эти два положения определяются тем, что до уровня изменения направления горизонтального градиента температуры на обратное скорость ветра с высотой возрастает и максимальные скорости в струе совпадают с уровнем выравнивания температуры. Выше

этого уровня скорости в струе уменьшаются. Таким образом ось струйного течения лежит вблизи тропопаузы (обычно под ней), поскольку при переходе из тропосферы в стратосферу направление градиента температуры меняется на обратное. Поэтому ось струйного течения находится на уровне (вблизи тропопаузы), где величина горизонтального градиента температуры приближается к нулю, а выше происходит обращение горизонтального градиента температуры. Это относится ко всем струям: тропосферным (вне-тропическим и субтропическим) и стратосферным. Лишь в отдельных случаях зимой севернее 50° N, когда направление горизонтального градиента температуры (с юга на север) с высотой не изменяется, западные ветры и выше тропопаузы усиливаются. В этих случаях ось струйного течения может находиться на уровне максимальных температур в верхней стратосфере.

Основные характеристики струйных течений над Евразией опубликованы многими авторами [56, 128 и др.]. Исследованиями были уточнены: высота оси струйных течений, величины максимальных скоростей, вертикальная и горизонтальная протяженность струй, сдвиги ветра в системе их, турбулентность и др. Ниже приводятся некоторые характеристики струй, полученные в работе [128].

Высота оси струйных течений. Высота оси внетропических струйных течений изменяется ежедневно. Она подвергается и сезонным изменениям. Зимой ось чаще располагается на меньшей высоте, чем летом. В табл. 8—9 приведены данные о высоте оси внетропических струй в январе и июле. Как видно (табл. 8), зимой наиболее часто ось струи можно обнаружить на высоте 8—10 км (75%). Летом характерны высоты 9—11 км (98%). Соответствующее сезонное положение занимают максимальные высоты струйных течений (табл. 9).

Таблица 8

Высота положения оси
внетропических струйных течений
(%)

Месяц	Высота оси, км				
	6—7	7—8	8—9	9—10	10—12
Январь	4	7	28	47	14
Июль	—	—	1	44	55

Таблица 9

Высоты осей внетропических
струйных течений

Месяц	Высота, км		
	средняя	максимальная	минимальная
Январь	9,1	10,6	6,4
Июль	10,0	12,1	8,8

Сезонные и ежедневные изменения высоты тропосферных струйных течений вызваны изменениями температуры. Чем ниже температура в тропосфере, тем ниже положение оси струи. Поэтому средняя высота оси струй зимой в сравнении с летом ниже приблизительно на 1,0 км. Еще более велики междусуточные изменения высоты оси струи. В зависимости от развивающихся процес-

сов высота оси может оказаться на уровне 7—8 и 9—10 км. В тылу углубляющихся циклонов в зоне адвекции холода она обычно лежит ниже, чем в передней части циклонов в зоне адвекции тепла. Над высотными ложбинами холода ось находится на меньшей высоте, чем над высотными гребнями тепла.

Вертикальная и горизонтальная протяженность струйных течений. Наиболее вероятная вертикальная протяженность струи в пределах изотакси 30 м/сек. колеблется от 4 до 10 км (табл. 10). Это наиболее характерно для внетропических струй. В частности, средняя за месяц вертикальная протяженность составила в январе 1959 г. около 8,5 км, в январе 1960 г. — примерно 6,6 км.

Таблица 10

Число случаев струйных течений с различной вертикальной протяженностью над некоторыми пунктами Европейской территории СССР

Пункт	Вертикальная протяженность, км				Всего
	<3	3—6	6—9	>9	
Ленинград (1949—1953 гг.)	64	54	15	6	139
Минск (1951—1953 гг.)	68	40	19	2	129
Киев и Одесса (1951—1953 гг.)	38	17	2	—	57

Горизонтальная протяженность внетропических струйных течений отличается большим диапазоном. Так, например, зимой 1959-60 г. наблюдались струи с горизонтальной протяженностью менее 300 и более 3000 км. Малая протяженность характерна для единичных слабых струйных течений, большая протяженность — для мощных, слившихся из 2—3 струй. Однако наиболее часто струи имеют протяженность в пределах 500—2000 км. Вместе с тем горизонтальная протяженность струи зимой больше, чем летом, кроме того, на западе Европы она больше, чем на востоке Европы и в Западной Сибири.

Ось струйного течения не совпадает с какой-либо изобарической поверхностью. На расстоянии 1000 км ось струи может находиться выше и ниже изобарической поверхности на 1—2 км.

Если рассматривать отображение струйного течения на какой-либо изобарической поверхности, скажем AT_{300} , которая ближе всего к оси внетропических струй, то скорости ветра вдоль его оси на всем ее протяжении неоднократно и заметно меняются. Это лишь отчасти обусловлено вертикальными смещениями. Главная причина изменчивости ветра вдоль оси, это — новые фронто- и циклогенетические процессы, которые развиваются тем интенсивнее, чем мощнее меридиональные преобразования термобарического

поля в тропосфере. Процессы изменения интенсивности струйных течений легко проследить по картам AT_{300} и картам изотак.

Вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра в системе струйных течений. В системе струйных течений вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра определяются между центром струйного течения и периферией: по вертикали — разность скоростей (в м/сек. на 1 км) поднятия или опускания от центра струи и по горизонтали — разность скоростей (в м/сек. на 100 км) на циклонической и антициклонической стороне его.

Вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра в системе струйных течений над Европой равны в среднем 6—8 м/сек. Однако колебания между минимальными и максимальными значениями составляют от 2 до 16 м/сек. Лишь в интенсивно развившихся струях наблюдаются большие максимальные значения горизонтальных и вертикальных сдвигов ветра, но в этих случаях последние не превышают 8—16 м/сек.

На Дальнем Востоке в системе внетропических струйных течений наблюдаются несколько большие средние величины сдвига ветра, чем в Европе, что объясняется большей интенсивностью струй зимой на востоке Азии.

Приведенные выше различные характеристики струйных течений, полученные за различные периоды времени, в целом характеризуют струйные течения над Европой и азиатской территорией СССР (23, 35, 128).

Как видим, диапазон между наименьшими и наибольшими значениями любых характеристик велик. Поэтому при прогнозе струйных течений синоптики руководствуются конкретными условиями изменения интенсивности и деформации их.

Турбулентность в системе струйного течения. Существует предположение, что при переходе к большим скоростям создаются условия для развития турбулентных вихрей, обуславливающих болтанку самолетов. По данным [151], если горизонтальный градиент ветра на уровне оси струйного течения (на циклонической стороне струи) превышает 13—14 м/сек. на 100 км, то развивается умеренная и даже сильная болтанка. При этом в большинстве случаев болтанка самолетов чаще отмечается в области дивергенции ветра и реже — в области конвергенции.

Аналогичное предположение существует и в отношении величины вертикального градиента скорости ветра на циклонической стороне струи. По данным [222], градиент скорости более 10 м/сек. на 1 км является переходным для возникновения болтанки.

5.2. О классификации струйных течений

Существуют различные классификации струйных течений. Они призваны объединить многообразие форм струй в группы по общим отличительным качествам. Так, например, по высоте струйные течения делятся на тропосферные и стратосферные, по широтному

положению — на струи умеренных широт, субтропические и экваториальные.

Тропосферные струйные течения умеренных широт возникают между высокими антициклонами и циклонами. Они являются наиболее подвижными, а интенсивность их непрерывно изменяется в связи с возникновением и развитием циклонов и антициклонов. Высота оси струи располагается чаще всего на уровне 7—10 км зимой и 8—11 км летом.

Тропосферные струйные течения в средних и южных районах умеренной зоны более интенсивны. Ось струи чаще всего располагается на высотах 9—10 км зимой и 10—12 км летом. Максимальные скорости часто достигают 50—60 м/сек. Как и струйные течения севера умеренных широт, они не являются непрерывной планетарной струей вдоль одноименных широт, а претерпевают междоуширотные перемещения в зависимости от развития циклонов и антициклонов. При этом через каждые 1000—2000 км тропосферные струйные течения могут ослабевать и усиливаться, а местами даже размываться. Зимой они более интенсивны, чем летом.

Субтропические струйные течения в северном полушарии формируются на северной периферии высоких субтропических антициклонов, а в южном полушарии — на южной периферии субтропических антициклонов. Эти струи являются менее подвижными, но при крупных меридиональных преобразованиях их положение и интенсивность изменяются. Средние максимальные скорости на оси струи зимой местами превышают 50—60 м/сек., летом составляют около 30—40 м/сек. Зимой субтропическая струя на материках находится большей частью между широтами 25—35° N, летом — севернее на 10—15°. Интенсивность их больше у восточных берегов материков Азии и Северной Америки и слабее над восточными районами Атлантики и Тихого океана. Эти струйные течения с небольшими изменениями интенсивности окаймляют земной шар в обоих полушариях. Ось струи обычно находится на высотах 12—14 км. Максимальные скорости зимой достигают 50—60 м/сек., а нередко превышают 80—100 м/сек.

Во всех тропосферных струйных течениях преобладает западное направление ветра. От зимы к лету интенсивность их уменьшается, а сами струи в северном полушарии смещаются к северу. При этом наибольшие смещения их происходят над материками, наименьшие — над океанами.

В южном полушарии тропосферные струйные течения в высоких широтах располагаются приблизительно вдоль берегов Антарктиды. Сильные ветры характерны для северной части умеренной зоны. Здесь они следуют вдоль широт и в сравнении с северным полушарием менее интенсивны и менее локализованы. Однако при интенсивной циклонической деятельности максимальные скорости ветра могут достигать 150—200 км/час и более.

О положении струйных течений в южном полушарии можно получить представление по картам контрастов температуры и средним вертикальным разрезам атмосферы. Известно, что междусе-

зональные перемещения струйных течений в южном полушарии малы, что можно объяснить малыми величинами межсезонных разностей температуры (табл. 11).

Таблица 11

Разности температур воздуха лето—зима в северном
и южном полушариях

Широта	Изобарическая поверхность, мб				
	1000	850	700	500	300
90° N	26,0	21,0	16,0	18,0	15,0
80	21,0	17,0	18,0	16,0	15,0
70	23,0	16,0	17,0	19,0	16,0
60	23,0	19,0	16,0	15,0	12,0
50	16,0	15,0	14,0	15,0	10,0
40	26,0	21,0	20,0	18,0	4,0
30	25,0	22,0	20,0	16,0	12,0
20	16,0	16,0	15,0	7,0	4,0
10	8,0	9,0	9,0	1,0	2,0
0	—1,0	2,0	2,0	8,0	4,0
10° S	1,9	0,0	—1,0	2,0	4,0
20	4,3	0,0	0,0	1,0	5,0
30	4,8	3,0	7,0	5,0	4,0
40	4,6	7,0	5,0	8,0	6,0
50	4,0	6,0	7,0	8,0	7,0
60	4,8	7,0	8,0	10,0	10,0
70	15,6	14,0	11,0	13,0	16,0
80	—	—	25,0	8,0	12,0
90	—	—	—	11,0	11,0

В табл. 11 приведены величины разностей средней сезонной температуры воздуха лето—зима на различных поверхностях. Легко видеть, что наибольшие разности приходится на высокие и умеренные широты, наименьшие — на низкие широты. В северном полушарии величины разностей заметно больше, чем в южном полушарии, из-за различия в прогревании и охлаждении подстилающей поверхности. По этой причине междоширотные перемещения фронтальных зон от зимы к лету в северном полушарии больше, чем в южном. Если над югом Евразии струйные течения от зимы к лету смещаются к северу на 10—15°, то в южном полушарии значительно меньше.

На рис. 56 и 57 представлены средние вертикальные разрезы струйных течений в июне—августе 1959 г. и декабре—феврале 1958—1959 гг., построенные по данным радиозондовых наблюдений между Южным полюсом (Амундсен-Скотт) и Кантоном — в средней части Тихого океана.

Как видно из разрезов, в южном полушарии хорошо выражены два струйных течения. Ось внетропического струйного течения зимой расположена на 60°, а субтропического — между 30 и 20° S (рис. 56). Эти течения не отличаются большой интенсивностью.

Средние максимальные скорости в них равны соответственно 120 и 150 км/час. На высотах 25—30 км над внетропическими широтами хорошо выражено основание стратосферных сильных ветров.

К лету положение струйных течений изменяется мало (рис. 57). Мала изменения и в максимальных скоростях в системе струй. Аналогичные разрезы, построенные между южным полюсом и Найроби (экваториальная Африка), дали ту же картину, что и на рис. 56 и 57.

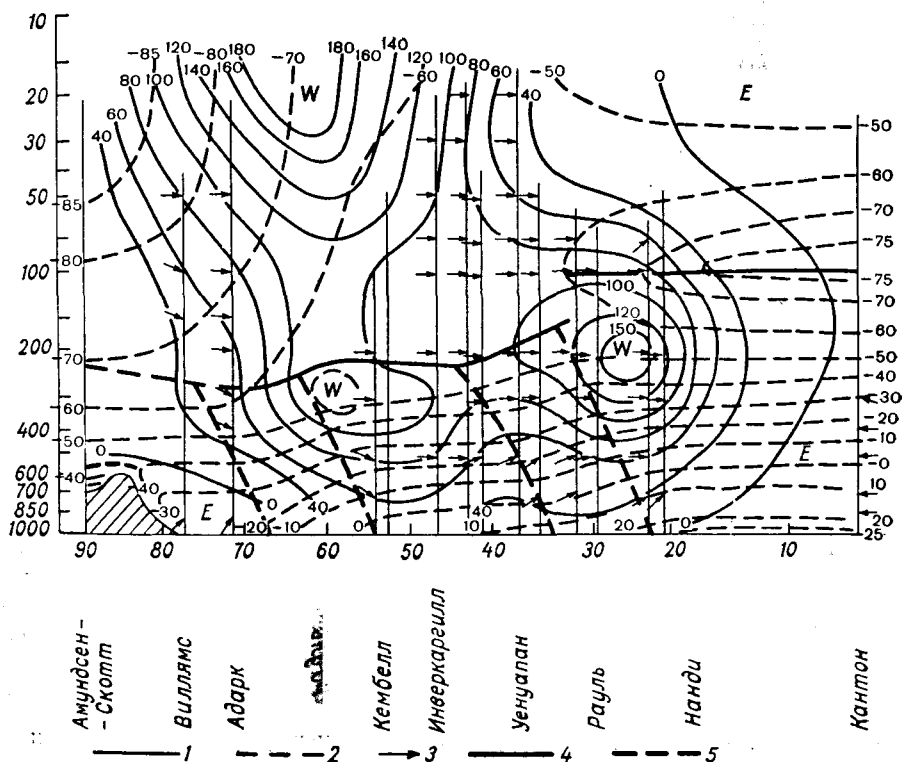


Рис. 56. Вертикальный разрез струйных течений между Южным полюсом и Кантоном зимой (июнь—август) 1959 г.

1 — изобаты (км/час.), 2 — изотермы, 3 — преобладающее направление ветра, 4 — тропопауза, 5 — зона тропосферных фронтов.

Отличную картину можно видеть на вертикальных разрезах северного полушария, особенно между Кантоном и Северным полюсом. На рис. 69 представлен средний разрез для зимних месяцев 1958—1959 гг. и для июля (1958—1959 гг.). Сопоставляя рис. 58 с рис. 56 и 57 не трудно определить существенные различия в положении, структуре и максимальных скоростях струйных течений в обоих полушариях. Отметим лишь главные. Зимой на севере видна одна мощная струя на широте 35°N с максимальной

скоростью на оси, равной 220—230 км/час. Летом она вдвое слабее. Максимальная скорость достигает лишь 120 км/час, а центр струи располагается на широте 45°N , т. е. на 10° севернее. Вторая внетропическая струя находится над Якутией и слабо выражена.

В субтропиках обоих полушарий, как было сказано выше, во все сезоны наблюдаются высотные фронтальные зоны и струйные течения. В северном полушарии иногда они зимой разветвляются и перемещаются на широты $15\text{--}20^{\circ}$. На этих широтах высотные

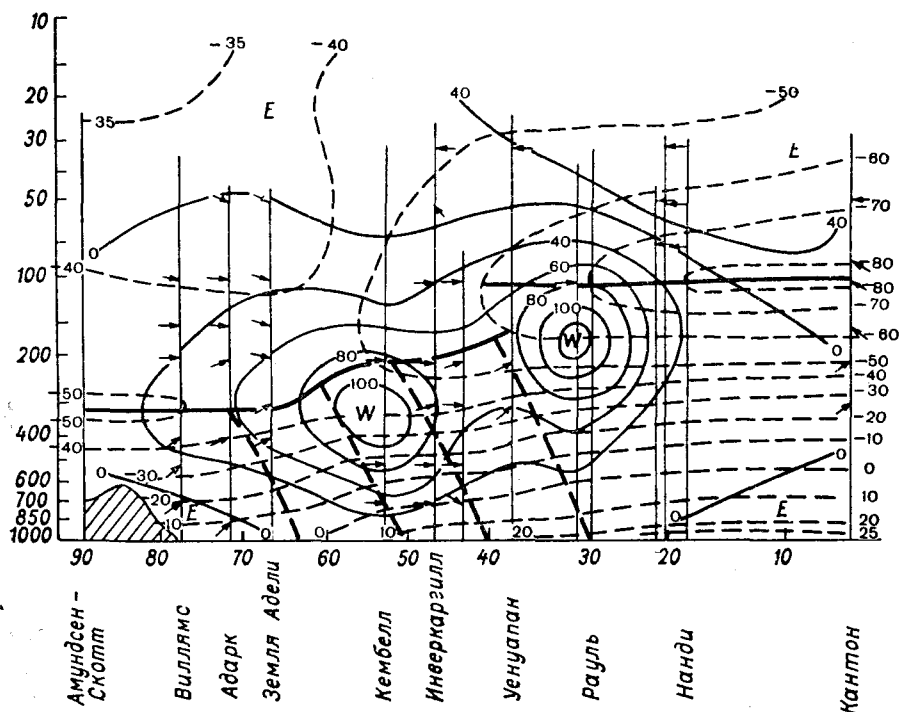


Рис. 57. Вертикальный разрез струйных течений между Южным полюсом и Кантоном летом (декабрь—февраль) 1958-59 г.

Усл. обозначения см. рис. 56.

фронтальные зоны сравнительно слабые, хотя и образуются при мощных меридиональных преобразованиях полей, когда высотная холодная ложбина перемещается в тропическую зону.

Экваториальные струйные течения большей частью возникают в теплое время года в слое $15\text{--}20$ км между 5°N и 5°S . Часто они образуются над Африкой, Южной Азией, Северной Австралией, севером Южной Америки. Направление их неодинаковое. Южнее Азии и над экваториальной Африкой они возникают летом и имеют преимущественно восточное направление. В экваториальной зоне Южной Америки они обычно имеют западное направление. Направление и скорость тропосферных экваториальных течений

зависит от направления и горизонтального градиента температуры в экваториальной зоне. Преобладающее восточное направление ветра южнее Евразии и в экваториальной Африке летом определяется прогреванием воздуха на указанных материках и на севере Африки. Здесь создаются горизонтальные градиенты температуры, направленные с севера в сторону экваториальной зоны.

В экваториальной Америке условия иные. Здесь прогревание воздуха на севере Южной Америки происходит интенсивнее, чем

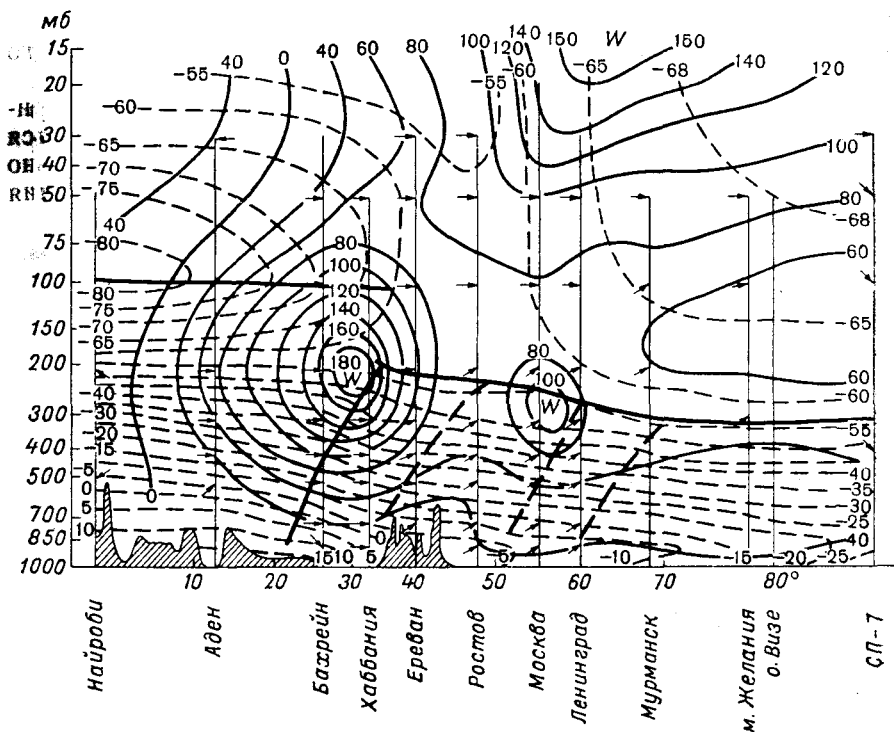


Рис. 58. Средний вертикальный разрез струйного течения между Северным полюсом и экватором. Январь.

Усл. обозначения см. рис. 56.

над омывающим с севера Атлантическим океаном. Поэтому направление градиента температуры обратное тому, которое характерно летом для юга Азии. Этим определяется преобладание западного направления ветра к северу от американской экваториальной зоны.

Выше тропопавзы скорости ветра в экваториальной зоне с высотой почти повсеместно возрастают. Здесь преобладает восточное направление ветра. В стратосфере внетропических широт в холодное полугодие скорости западного ветра, как правило, с высотой возрастают, достигая максимума 100 м/сек. на уровне около 60 км.

Однако при меридиональных преобразованиях полей геопотенциала и ветра в стратосфере на высотах 20—25 км образуются струйные течения. Это часто осуществляется в высоких широтах Северной Америки.

Стратосферные струйные течения. Как было сказано выше, в соответствии с полем температуры и геопотенциала для стратосферы летом (выше 20 км) характерны ветры восточного направления. Максимальные скорости их располагаются на высотах около 60 км и равны 60—70 м/сек. Поля температуры и геопотенциала в стратосфере летом почти не претерпевают изменений, и струйное течение имеет лишь восточное направление без большого изменения скорости.

Зимой и в переходные сезоны года при кратковременных меридиональных преобразованиях в нижней стратосфере образуются струйные течения, в системе которых скорости ветра значительно превышают средние величины. В других случаях струйные течения в стратосфере ослабевают и даже временно исчезают [42].

5.3. Струйные течения и атмосферные фронты

В системе высотных фронтальных зон всегда имеются атмосферные фронты различной вертикальной протяженности и интенсивности [72]. Поэтому большинство исследователей струйных течений в той или иной степени изучали вертикальные профили фронтов, определяли положение оси струи по отношению к фронту и т. п. В ряде работ сделана попытка установить связь между положением линии фронта у поверхности земли и осью струи. Последний вопрос представляет практический интерес, поскольку очень важно по приземной карте погоды хотя бы приближенно определять расположение струйных течений.

Судя по средним характеристикам, холодные фронты имеют более крутой наклон, чем теплые. По работе [240], ось струйного течения в среднем располагается позади линии холодного фронта у поверхности земли на расстоянии 300—600 км, что приближенно соответствует наклону фронта 0,03—0,015, характерному для холодных фронтов. По тем же данным, ось струйного течения располагается впереди линии теплого фронта у поверхности земли на расстоянии 600—1000 км, что приблизительно соответствует наклону фронта 0,015—0,009, характерному для теплых фронтов.

Однако по средним величинам не всегда можно определить положение оси струи по отношению к линии фронта. Объясняется это тем, что в реальных условиях в зависимости от эволюции приземного барического поля и поля течений на различных высотах угол наклона фронта может существенно отличаться от средних величин.

В работе [134] несколько иначе рассматривается положение оси струйного течения по отношению к приземной линии фронта в зимних и летних условиях. Было установлено, что внетропические и субтропические струйные течения тесно связаны с тропосферными

фронтами, хорошо выраженными в поле температуры во всей тропосфере. Приземные и вторичные фронты также обнаруживаются в зоне струйных течений, однако они не оказывают заметного влияния на характер струйных течений. Это и понятно, так как приземные фронты имеют малую вертикальную протяженность и соответственно малые контрасты температуры. Вторичные фронты в отдельных случаях могут иметь большую вертикальную протяженность, но они обычно слабо выражены в связи с небольшими контрастами температуры.

Расстояния между положением оси струйного течения и холодным и теплым фронтами несильно отличаются между собой. Как зимой, так и летом удаление линии холодного фронта у земли от оси струи (в вертикальной проекции) чаще всего приходится на расстояние от 0 до 600 км.

Согласно табл. 12, расстояние между осью струи и фронтами у поверхности земли во многих случаях не превышает 100 км. Такое положение наблюдается в стадии окклюдирования, когда ось струи пересекает холодный и теплый фронты близко к точке окклюзии.

Таблица 12

Число случаев с различным расстоянием между приземной линией фронта и осью струйного течения

Месяц	Расстояние, км																Общее число слу- чаев
	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500	
Холодные фронты																	
Январь	57	34	61	58	44	42	27	22	4	8	6	2	3	—	—	—	365
Июль	17	8	14	15	11	13	11	10	3	2	2	—	1	1	—	2	110
Всего	74	42	75	73	55	55	38	32	7	10	8	2	4	1	—	2	475
Теплые фронты																	
Январь	35	21	57	58	48	57	20	33	8	6	12	2	5	—	—	1	363
Июль	16	6	11	18	14	13	10	6	4	2	5	1	3	—	1	2	112
Всего	51	27	68	76	62	70	30	39	12	8	17	3	8	—	1	3	475

Если рассматривать более или менее стационарные участки фронта, вдоль которых возникают слабые циклонические возмущения, не получающие развития, то резкое различие в величинах расстояния между линиями холодного и теплого фронтов у поверхности земли и осью струй трудно обнаружить. В то же время, расстояние между осью струи и линией фронта у поверхности земли в циклонических областях меньше, чем в антициклонических, что объясняется различием циркуляции в системе этих

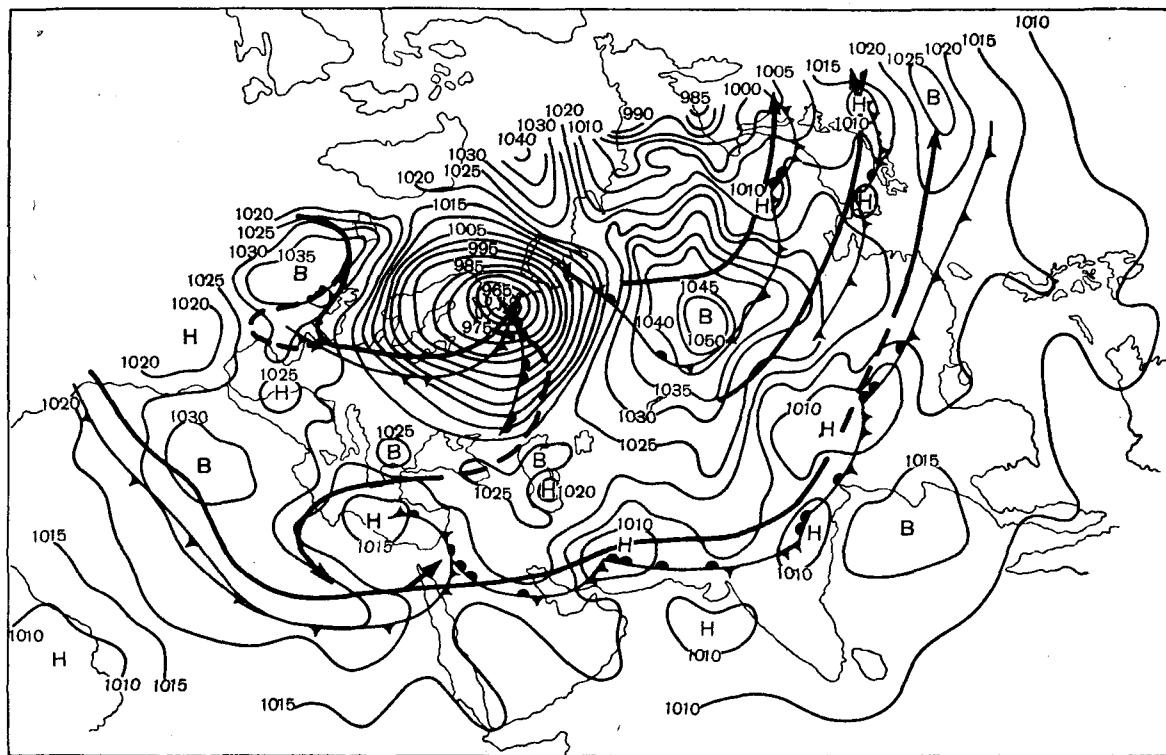


Рис. 59. Приземное поле давления и положение осей струйных течений и линии фронтов у поверхности земли.

Жирные линии — положение оси струйных течений.

барических образований, обуславливающим соответствующие изменения вертикального профиля фронта [175]. Все эти положения показаны на рис. 59, где изображена карта приземного давления с линиями фронтов у поверхности земли.

5.4. Струйные течения и тропопауза

В системе высотных фронтальных зон структура тропопаузы более сложна, чем над однородными массами воздуха. Тропопауза бывает наклонена, слоиста и разорвана. Вне высотных фронтальных зон и струйных течений обычно отчетливо выражена одна тропопауза.

В зоне субтропического струйного течения независимо от времени года, географического района и даже от интенсивности струи тропопауза обычно бывает разорвана. Изменение интенсивности струйного течения, обусловленное новыми вторжениями холодных масс воздуха с севера, мало отражается на общей структуре тропопаузы. В отдельных случаях при новых холодных вторжениях происходит лишь уменьшение высоты тропопаузы, возникают промежуточные поверхности и тропопауза приобретает слоистую форму, однако разрыв ее остается.

В условиях радиационного режима низких широт тропопауза в тропическом воздухе, как правило, подвергаясь малым суточным и даже годовым колебаниям, находится на уровне 16—17 км, а в системе воздуха, вторгшегося сюда из средних широт, — на уровне 10—13 км. Разность высот между тропической и так называемой полярной тропопаузами составляет в среднем 4—5 км. При вторжении холодного воздуха в низкие широты полярная тропопауза, расположенная на уровне 10—13 км, вклинивается под тропическую тропопаузу, расположенную на уровне 16—17 км. Таким образом, по вертикали появляются две тропопаузы, не связанные непосредственно друг с другом.

В связи с радиационными условиями по мере проникновения на юг холодный воздух быстро прогревается в близких к поверхности земли слоях и фронты размываются. Но, как показывают данные наблюдений, на высотах процесс трансформации воздуха происходит медленно. Поэтому контрасты температуры на высотах сохраняются, а тем самым сохраняется и струйное течение, которое, находясь в зоне разрыва тропопаузы, в зависимости от междуширотного обмена воздуха, меняя свою интенсивность, испытывает небольшие междуширотные перемещения. Очевидно, при отсутствии междуширотного обмена в соответствии с радиационными условиями тропическая тропопауза через зону резкого наклона соединялась бы с тропопаузой средних широт. Постоянство разрыва тропопаузы в зоне субтропического струйного течения определяется непрерывными меридиональными преобразованиями высотного термобарического поля во все сезоны года.

Природа слоистости тропопаузы тоже определяется периодическими вторжениями холодного воздуха с низкой тропопаузой в

тропическую зону, вызванными макротурбулентным обменом. При следующих друг за другом повторных вторжениях холодного воздуха в низкие широты распределение температуры указывает на наличие ряда тропопавз, например в простом случае: тропической, полярной и промежуточной. Промежуточные тропопавзы обычно выражены менее четко и в условиях нового радиационного режима они размываются. Аналогично происходит образование и размывание слоистой тропопавзы и во внетропических широтах. Такое объяснение находит подтверждение и в том, что слоистость тропопавзы обычно наблюдается в системе высотных фронтальных зон.

По мере перемещения линии нулевого радиационного баланса от зимы к лету и интенсивного прогревания воздуха в низких широтах ось субтропического струйного течения, как и тропическая тропопавза, продвигается к северу (табл. 13). К северу же смещается зона наибольшей повторяемости циклонов и антициклонов, а интенсивный междуширотный обмен воздуха, как правило, ограничивается высокими и средними широтами. Заметные меридиональные перемещения зоны струйных течений, как и зимой, происходят в зависимости от междуширотного переноса.

В области внетропических струйных течений тропопавза обычно наклонена, но непрерывна как и в начальный момент, когда струя является еще слабой, так и в последующие сроки, когда вследствие адвективно-динамических процессов происходит усиление струи.

Таблица 13
Положение субтропических струйных течений на материках в различные сезоны

Месяцы	Широты, град.
Декабрь — февраль	24—36
Апрель — май	31—41
Июнь—июль	34—47
Октябрь	32—42

Нередко тропопавза в области внетропического струйного течения имеет весьма крутой наклон. Такое явление наблюдается при очень резкой меридиональной циркуляции, сопровождающейся развитием циклона, когда за короткий срок возникает или усиливается мощная струя. В этих случаях происходит быстрое сближение холодных и теплых масс воздуха с низкой и высокой тропопавзами. Настоящий разрыв тропопавзы даже в этих случаях может быть как исключительное явление.

Между высотой максимального ветра и уровнем тропопавзы существует довольно тесная связь. Ось внетропического струйного течения обычно располагается немного ниже тропопавзы в теплом воздухе.

Ось субтропического струйного течения обычно располагается между тропопавзой тропической и умеренных широт (полярной) ближе к последней.

Если рассмотреть характер распределения температуры в атмосфере в вертикальной плоскости, то нетрудно установить, что

ось струйного течения, как правило, располагается на уровне расходимости изотерм. Здесь ниже и выше тропопаузы горизонтальные градиенты температуры почти всегда бывают направлены в противоположные стороны.

Характерно, что в зимние месяцы за полярным кругом тропопауза часто обнаруживается в слое между поверхностями 300 и 200 мб. При этом зимой в слое тропопаузы в системе высотного полярного циклона обычно происходит лишь некоторое уменьшение вертикального градиента температуры. Иначе говоря, в высоких широтах тропопауза зимой не всегда является четко выраженным задерживающим слоем, как в средних и низких широтах. Следует отметить, что над Антарктидой тропопауза зимой также располагается между уровнями 300—200 мб. Более того в Центральной Антарктиде зимой тропопаузу трудно обнаружить.

От зимы к лету условия резко меняются. По мере смены полярной ночи на полярный день воздух в нижних слоях стратосферы постепенно прогревается и тропопауза превращается в хорошо выраженный задерживающий слой. В периоды активной циклонической деятельности в Центральной Арктике высота и характер тропопаузы подвергаются сильным изменениям.

5.5. Эволюция струйных течений

В атмосфере происходит непрерывное преобразование потенциальной энергии в энергию движения, а также перераспределение кинетической энергии. Этот процесс в высотных фронтальных зонах протекает наиболее интенсивно в случаях конвергенции холодных и теплых воздушных масс. В результате возникают струйные течения, а если они уже существуют, то усиливаются.

Об интенсивности атмосферной циркуляции можно судить и по пространственному распределению кинетической энергии. Ее источником является потенциальная энергия, которая преобразуется в кинетическую при вертикальных движениях воздуха. Такие преобразования энергии происходят главным образом в системе циклонов и антициклонов. Энергетическое изучение атмосферы необходимо не только с познавательной целью. Энергетический подход к изучению циркуляции безусловно необходим, поскольку он позволяет правильно интерпретировать атмосферные процессы и представлять в сопоставимых единицах поля температуры, геопотенциала, ветра [16]. Определением кинетической энергии можно производить оценку интенсивности циркуляции.

Величина кинетической энергии единичного объема воздуха определяется уравнением:

$$k = \int_{h_1}^{h_2} \frac{c^2}{2} \rho \, dz,$$

где k — кинетическая энергия столба воздуха между уровнями h_1 и h_2 , c — скорость ветра, ρ — плотность воздуха, z — высота.

Следовательно, величина кинетической энергии единичного объема воздуха определяется скоростью воздушных течений и плотностью воздуха. В работе [74] опубликованы результаты вычисления кинетической энергии по результирующему ветру и построены карты распределения кинетической энергии среднего зонального и меридионального движений, а также полной кинетической энергии для ряда изобарических поверхностей тропосферы и нижней стратосферы.

Как и следовало ожидать, кинетическая энергия среднего движения в основном сосредоточена в субтропической зоне на высотах поверхностей 300—200 мб. Максимум кинетической энергии совпадает с зоной наибольших контрастов температуры — струйных течений. В июле очаги наибольшей энергии переходят на материки. Так, например, над Каспийским и Аральским морями величина ее достигает $100 \text{ дж} \cdot \text{м}^{-3}$. Как увидим ниже, очаги наибольшей величины энергии располагаются в зоне наибольшей интенсивности струйных течений зимой и летом, а именно в широтной зоне $30\text{--}40^\circ \text{N}$ зимой и $40\text{--}50^\circ \text{N}$ летом. Наиболее интенсивные очаги в северном полушарии приходятся на восточные части материков Азии и Северной Америки и прилегающие районы Атлантического и Тихого океанов. В частности (по тем же данным), на 32°N и 140°E величина кинетической энергии на высоте около 9 км равна $650 \text{ дж} \cdot \text{м}^{-3}$.

Наибольшие сезонные колебания величины энергии характерны для высот 9—12 км в районе Японских островов. Здесь максимум, равный $850 \text{ дж} \cdot \text{м}^{-3}$, наблюдается зимой, а минимум, равный $150 \text{ дж} \cdot \text{м}^{-3}$, — летом, т. е. от зимы к лету величина энергии уменьшается в 5,5 раз. На юге Азии также наблюдаются сезонные колебания величины кинетической энергии, однако здесь она уменьшается в 2,5 раза (от $450 \text{ дж} \cdot \text{м}^{-3}$ в январе до $180 \text{ дж} \cdot \text{м}^{-3}$ в июле).

В общем энергетическом балансе атмосферы важное место занимают и фазовые преобразования воды. Количество энергии, расходующееся на испарение воды, как и выделяющееся при конденсации водяного пара, огромно. Среднее годовое количество выпадающих на земном шаре осадков составляет примерно 396 тыс. км³. Запас влаги в атмосфере ежегодно обновляется 32 раза или через каждые 11 суток, а затрата тепла на испарение составляет $3 \cdot 10^{13}$ квт, что равно 30% поглощаемой Землей солнечной радиации. Этим объясняется большой интерес к энергетике фазовых преобразований воды. Однако до настоящего времени расчеты энергии производятся для общих условий в климатологическом плане. Вычисление количества энергии для конкретных синоптических процессов пока ведется в опытном плане и не применяется при решении различных практических задач. Вычисление количества энергии еще не нашло применения и при изучении процессов фронтогенеза и эволюции струйных течений.

В процессах фронтогенеза, а также при возникновении и эволюции струйных течений учитываются лишь два основных фактора: горизонтальная адвекция теплого и холодного воздуха и

адиабатическое изменение температуры. Первый фактор в тропосфере является важнейшим, второй обычно ускоряет процесс преобразования термобарического поля и деформацию струи. При преобразовании термобарического поля адиабатическое охлаждение воздуха в циклоне способствует углублению высотной ложбины, а адиабатическое нагревание в антициклоне — усилению высотного гребня. Вследствие этого ускоряется и процесс изменения интенсивности и деформации высотных фронтальных зон и струйных течений. Поэтому при прогнозе струйных течений учитываются не только адвективные, но и неадвективные изменения температуры и прежде всего — адиабатические.

Во фронтальных зонах, а следовательно, и в системе струйных течений области адвекции тепла и холода чередуются. При этом в области адвекции холода преобладают нисходящие движения, а в области адвекции тепла — восходящие движения воздуха, как было показано выше. Однако области восходящих и нисходящих движений несколько смещены относительно соответствующих областей адвекции тепла и холода.

Опыт показал, что в случае интенсивности горизонтальной адвекции, вызывающей резкую деформацию струйного течения, этот сдвиг значительно больше, чем при слабой адвекции.

В этих случаях адиабатическое изменение температуры заметно содействует еще большей деформации струи. Схематически это можно представить следующим образом.

Возьмем отрезок струйного течения с наибольшими скоростями в центральной части его, как показано на рис. 60. Обычно наибольшие скорости в системе струйного течения наблюдаются над приземным центром и ближайшей тыловой частью циклона. В обе стороны от области наибольших скоростей (вдоль потока) струя ослабевает: в передней части — в области дельты, в тыловой части — в области входа высотной фронтальной зоны. В соответствии с положением циклона или ложбины в тылу их распространяется адвекция холода, а впереди — адвекция тепла [177].

На этом же рисунке изображено распределение адиабатических изменений температуры. Восходящее движение и адиабатическое охлаждение воздуха распространяется на всю переднюю и центральные области струи углубляющегося циклона. В тыловой части циклона, где адвекция холода наиболее интенсивна, характерны нисходящие движения воздуха, сопровождающиеся адиабатиче-

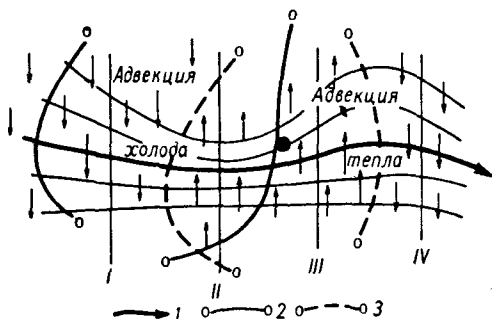


Рис. 60. Схема расположения основных профилей (I, II, III и IV) в системе струйного течения.

1 — ось струи, 2 — линия нулевой адвекции, 3 — линия нулевых адиабатических изменений температуры [178].

ским нагреванием его. Таким образом, в начальной стадии развития приземного циклона и соседнего с ним антициклона обычно обнаруживаются четыре различных сочетания адвективных и адиабатических изменений температуры, о которых говорилось в четвертой главе:

I. Передняя часть антициклона — адвекция холода и адиабатическое нагревание.

II. Тыловая часть циклона — адвекция холода и адиабатическое охлаждение.

III. Передняя часть циклона — адвекция тепла и адиабатическое охлаждение.

IV. Тыловая часть антициклона — адвекция тепла и адиабатическое нагревание.

Важное значение имеют те участки струйного течения, где адвекция холода сочетается с адиабатическим охлаждением воздуха, а адвекция тепла — с нагреванием его. На этих участках высотная фронтальная зона и струйное течение сильно деформируются, что сопровождается изменением градиентов температуры, влажности, а также скоростей ветра. Деформация осуществляется наиболее интенсивно там, где значительна адвекция и адиабатические изменения температуры.

При общем понижении температуры в слое 300—850 мб на 5° и больше за сутки над центральной частью приземного центра циклона, а также при аналогичном повышении ее над центральной частью антициклона струйное течение деформируется очень сильно. При изменениях температуры на $2-3^{\circ}$ и менее деформация струйного течения незначительна.

Струйное течение почти не изменяется, если во фронтальной зоне отсутствует адвекция. Обычно сильная деформация струи происходит в тех случаях, когда интенсивная адвекция холода сопровождается адиабатическим охлаждением воздуха, а адвекция тепла — адиабатическим нагреванием.

В соответствии с вертикальными движениями воздуха в системе струйных течений возникают облака. Это главным образом длинные ленты быстродвижущихся перистых и перисто-слоистых облаков, высоко-кучевые чечевицеобразные, а также волнистые высоко-кучевые облака.

Чаще всего облака являются фронтальными, особенно теплых фронтов. Фронтальные облака теплого фронта переносятся вдоль течений и вытягиваются в длину. То же происходит и с грозовой облачностью: оторвавшиеся от вершин наковален перистые облака переносятся струйными течениями на далекие расстояния.

5.6. Струйные течения в системе циклонов и антициклонов

Выше уже говорилось о связи струйных течений с развивающимися циклонами и антициклонами. В начале развития их струйное течение обычно является наиболее интенсивным. На рис. 61 схематически изображена ось струйного течения по отношению

к центральной части барических образований у поверхности земли в различных стадиях развития их [131].

В начале возникновения циклонического возмущения ось струйного течения находится слева от приземного его центра (если смотреть вдоль потока) непосредственно за холодным и перед теплым участками фронтов, т. е. в зоне наибольших контрастов температуры, возникшей в результате фронтогенеза (рис. 61 а). По мере углубления циклона, в результате главным образом адвекции и адиабатического охлаждения воздуха в центральной и тыловой частях (рис. 61 б) высотная фронтальная зона и струйное течение деформируются и ось струйного течения постепенно отходит на теплую периферию циклона (рис. 61 в). В этот период максималь-

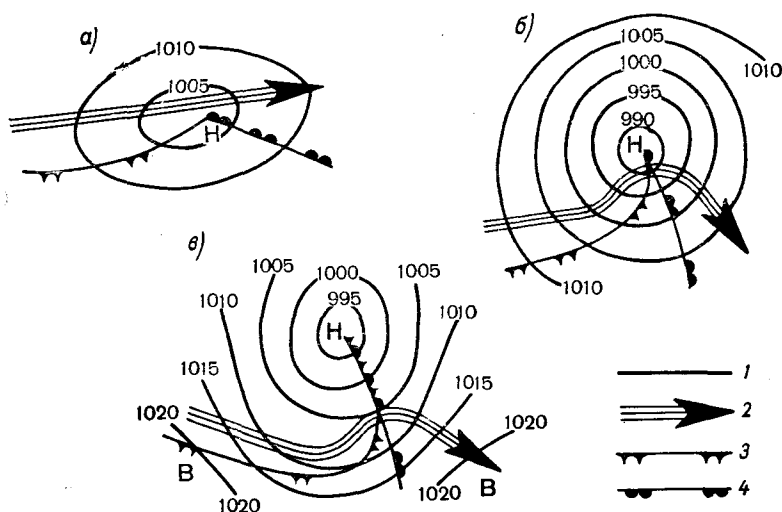


Рис. 61. Положение струйного течения в различных стадиях развития циклона.

ные скорости на оси струи обычно превышают 120—150 км/час. Процесс деформации струи тесно связан с условиями дальнейшего углубления циклона.

Так как циклон углубляется до тех пор, пока в его тылу существует интенсивная адвекция холода, то в углубляющемся циклоне наиболее значительные контрасты температуры, как и скорости в системе струйного течения, наблюдаются в тыловой его части. С другой стороны, чем больше углубляется циклон, тем значительнее происходит меридиональное преобразование высотной фронтальной зоны и деформация струйного течения.

По мере углубления циклона температура воздуха в его системе почти непрерывно понижается [125]. Циклон продолжает заполняться холодным воздухом как вследствие адвекции холода, так и адиабатического понижения температуры, а высотная фронтальная зона и струйное течение перемещается на периферию.

В последней стадии — стадии заполнения циклона, струйное течение перемещается на далекую периферию и теряет с ним связь.

В системе антициклона происходит аналогичный процесс, с тем лишь существенным различием, что здесь по мере его усиления струя перемещается в холодную часть. Так, например, в стадии возникновения ось струи находится почти над приземным центром антициклона (рис. 62 а). По мере усиления струя перемещается в сторону холода (рис. 62 б), а в последней стадии вовсе уходит за пределы основного, но уже ослабевающего антициклона (рис. 62 в).

Таким образом, в системе углубляющегося циклона в связи с охлаждением воздуха струйное течение смещается на теплую его

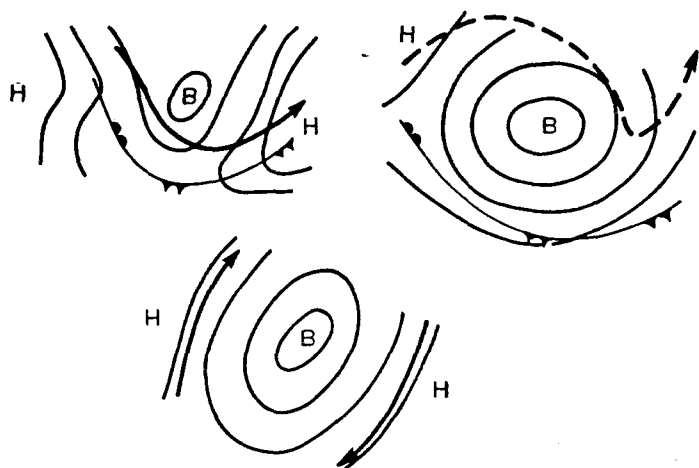


Рис. 62. Положение струйного течения в различных стадиях развития антициклона.

периферию, а в системе усиливающегося антициклона в связи с адвективным и адиабатическим нагреванием воздуха оно перемещается на холодную его периферию. И в том и в другом случае по мере развития барического образования скорости воздушных течений над ними в верхней тропосфере ослабевают.

Зная положение струйного течения в различных стадиях развития барических образований, можно прогнозировать перемещение, деформацию и эволюцию струйного течения в ближайшие сутки в зависимости от характера развития и перемещения циклонов и антициклонов.

В соответствии с этим можно сформулировать следующие положения:

1. Ось струйного течения над возникающим и углубляющимся циклоном обычно находится слева (если смотреть в направлении потока) от его центра у поверхности земли.

Максимальные скорости на оси струи обычно равны или превышают 120—150 км/час.

2. Ось струйного течения располагается над приземным центром молодого циклона, позади приземной линии холодного фронта на расстоянии 200—300 км и перед линией теплого участка фронта — на расстоянии 300—400 км.

В системе углубляющегося циклона наибольшие скорости в струе находятся непосредственно в тылу его приземного центра, в зоне холодного фронта. Над передней и внешней тыловой частями приземного циклона скорости в струе уменьшаются.

3. В стадии наибольшего развития циклона струйное течение смещается вправо от приземного центра и пересекает холодный и теплый фронты вблизи возникающей точки окклюзии. С удалением от точки окклюзии расстояние между приземной линией фронта и положением оси струи возрастает.

В период интенсивного углубления циклона горизонтальные контрасты температуры и максимальные скорости на оси струйного течения увеличиваются.

4. В стадии окклюдирования и заполнения циклона струйное течение находится справа от приземного его центра. По мере окклюдирования циклона струйное течение теряет связь с основным циклоном.

5. Если наибольшие скорости на оси струи находятся в ближайшей тыловой части приземного центра циклона, то циклон и высотная ложбина будут углубляться, а струйное течение деформироваться.

При наибольших скоростях на оси струи впереди приземного центра циклон, как правило, заполняется, а струйное течение все больше уходит на его периферию.

6. В начальной стадии возникновения антициклона или гребня у поверхности земли ось струйного течения находится над ним или несколько вправо от него (если смотреть в направлении потока). Над приземным центром максимальные скорости на оси струи обычно превышают 120—150 км/час.

По мере усиления антициклона струйное течение переходит на левую холодную периферию его, а над центром скорости ветра ослабевают.

7. В стадии наибольшего развития антициклона струйное течение уже находится на периферии, а над центром наблюдаются слабые ветры.

8. В стадии разрушения антициклона струйное течение теряет связь с основным антициклоном.

9. В начальной стадии развития антициклона струйное течение, как и в циклоне, находится на расстоянии 200—400 км за линией фронта. По мере усиления антициклона уменьшаются углы наклона фронтов в его системе, а расстояние между линией фронта у поверхности земли и осью струи возрастает до 600—800 км и более.

10. Если максимальные скорости ветра на оси струйного течения находятся впереди по потоку от центра антициклона у поверхности земли и антициклон усиливается, то меридиональность

усиливается, а деформация струи происходит интенсивно. При наибольших скоростях ветра на оси струи в тылу от приземного центра антициклона струя обычно не подвергается существенной деформации и мало смещается.

5.7. Повторяемость струйных течений в северном полушарии

Некоторое представление о средних максимальных скоростях ветра в системе высотных фронтальных зон дают таблицы с данными о скоростях ветра на разных широтах и долготах северного полушария, приведенные в монографии И. В. Воробьева [35]. Они содержат интересные сведения о повторяемости средних максимальных скоростей ветра в трех широтных фронтальных зонах: на севере умеренных широт, юге умеренных широт и в субтропической. В этих таблицах имеются сведения и о средних максимальных скоростях ветра в системе струйных течений, а также о повторяемости максимальных скоростей ветра >30 и >60 м/сек. зимой и летом на разных долготах северного полушария. Сведения эти относятся к широте 56°N , $39,3^\circ \text{N}$ и $29,7^\circ \text{N}$. Из таблиц следует, что струйные течения в северной части умеренных широт зимой являются менее интенсивными, чем в южной части умеренных широт и субтропической зоне.

Однако наименее интенсивные струи возникают в высоких широтах (арктические). Среднее их положение $68,3^\circ \text{N}$. Средние скорости на различных долготах колеблются мало и составляют 19—30 м/сек., реже превышают 50 м/сек.

Все струйные течения отличаются тем, что зимой они более интенсивны, чем летом, причем интенсивность их меняется не только в зависимости от широты, но и от долготы. В системе фронтальной зоны севера умеренных широт ($\varphi \approx 56^\circ$) ветры сравнительно сильнее, струи интенсивнее. Средние скорости здесь на разных долготах равны 31,7—51,4 м/сек. При этом самые сильные струйные течения наблюдаются на западе Тихого и Атлантического океанов, а самые слабые — на востоке тех же океанов. Зимой сильные ветры более часты и во фронтальных зонах южной части умеренных широт, особенно в системе субтропической зоны.

В субтропической фронтальной зоне минимальная средняя скорость достигает 44,7 м/сек. также над восточной частью океанов особенно в северном полушарии. Повторяемость скоростей ≥ 30 м/сек. здесь равна 80—100%, а повторяемость скоростей ≥ 60 м/сек. изменяется от 11 до 93%. Наиболее сильные ветры наблюдаются в районе Японских островов.

Струйные течения в северном полушарии к лету смещаются к северу. Арктическая фронтальная зона располагается в среднем вблизи 73°N ; фронтальная зона севера умеренных широт — около 64°N , юга умеренных широт — на 48°N , а субтропическая — на 41°N . В сравнении с зимним положением они находятся севернее в среднем на 5—16° широты. Во всех фронтальных зонах скорости их заметно меньше, чем зимой.

Средние месячные скорости на оси струйных течений, а также их повторяемость зависят не только от физико-географических условий, но и от характера атмосферной циркуляции.

Поэтому не только повторяемость струй, но и средние месячные скорости ветра от года к году в одном и том же районе Земли подвергаются изменениям.

В оперативной прогностической работе не бывает необходимости пользоваться средними показателями. Ежедневные карты бари-

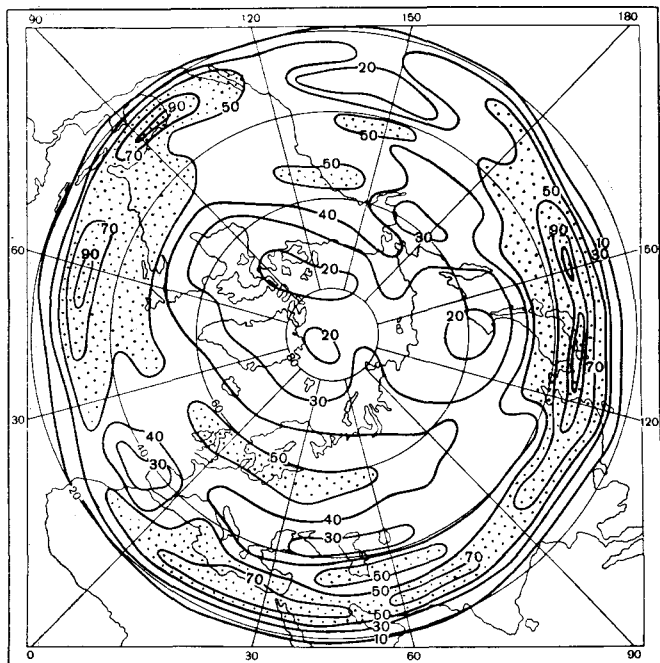


Рис. 63. Повторяемость (%) струйных течений зимой.

Точками выделены зоны с повторяемостью $> 50\%$.

ческой топографии поверхностей 30 и 10 мб, как и другие вспомогательные карты, позволяют определить индивидуальные характеристики струйного течения.

На рис. 63—65 приведены повторяемости средних максимальных скоростей ветра в северном полушарии для зимы и лета [35]. Изолиниями на картах изображены линии повторяемости скоростей ≥ 30 м/сек. На карте (рис. 63) выделяется большая повторяемость струйных течений зимой на севере Африки, юге Азии, в западных районах Атлантики и особенно Тихого океана. Над Японскими островами повторяемость достигает 100%, т. е. скорости ветра 30 м/сек. здесь наблюдаются постоянно. В средних широтах большая повторяемость струйных течений ($> 50\%$) приходится на

полосу между Англией и Уралом вдоль 60° N. Однако в той же зоне на востоке Азии и над Канадой повторяемость струйных течений минимальна. Объяснение этому можно найти в структуре среднего поля температуры зимой (ложбины холода в тропосфере над Канадой и Якутией).

Повторяемость струйных течений с интенсивностью >60 м/сек. значительна в субтропической зоне (рис. 64). Здесь она повсеместно больше 50%. Однако районами наиболее сильных струйных

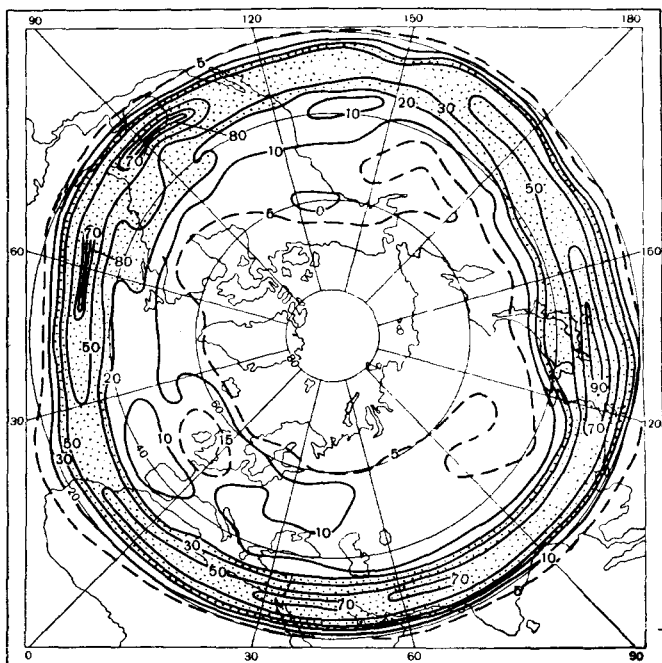


Рис. 64. Повторяемость (%) струйных течений зимой с максимальными скоростями >60 м/сек.

течений все же остается юг Японских островов, где повторяемость их превышает 90%.

К лету общая повторяемость струй значительно уменьшается. Из карты летней повторяемости (рис. 65) следует, что не только в умеренных широтах, но и в субтропиках площадь с повторяемостью струйных течений $>50\%$ сократилась. Она осталась главным образом над Атлантикой и югом Азии. К тому же произошло смещение всей зоны к северу. Что касается интенсивных струй, то небольшая повторяемость их (до 30%) осталась над Малой Азией, Кавказом и Средней Азией. В умеренных широтах они отмечаются в редких случаях.

В переходные сезоны года повторяемость и интенсивность струйных течений занимает промежуточное положение между зи-

мой и летом. Однако весной как повторяемость, так и интенсивность заметно больше, чем осенью. Определяется это тем, что весной разность температур подстилающей поверхности и воздуха между тропической зоной и внетропическими широтами еще значительна. В южных районах воздух прогревается намного больше, чем зимой, а в северных районах умеренных широт и в Арктике существует снежный и ледяной покров при низких температурах воздуха.

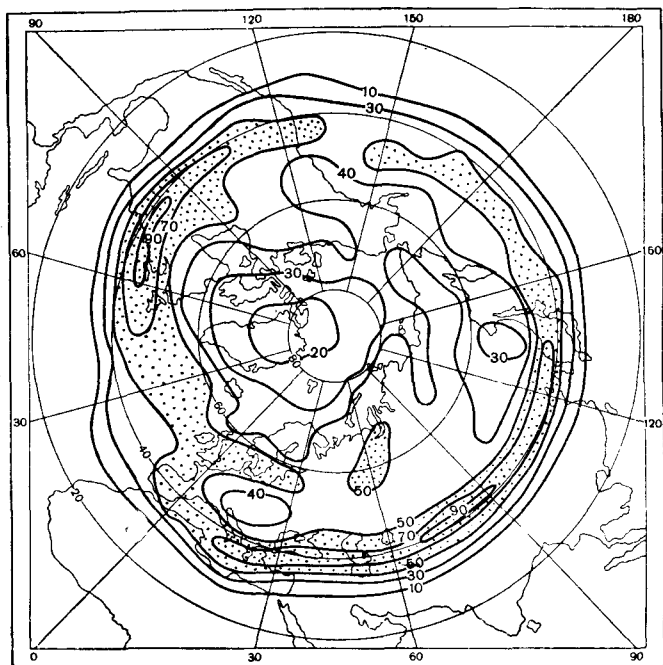


Рис. 65. Повторяемость (%) струйных течений летом.

Точками выделены зоны с повторяемостью > 50%.

Осенью, наоборот, подстилающая поверхность еще достаточно прогрета в умеренных широтах и горизонтальные контрасты температуры сравнительно малы. Однако вдоль 40°N от Каспия до середины Тихого океана струйные течения со скоростями $> 60 \text{ м/сек.}$ имеют повторяемость более 50%. Весной их повторяемость гораздо больше.

5.8. О влиянии Центральноазиатского горного массива на формирование струйных течений в Южной Азии

В главах второй и третьей было показано, насколько значительно термическое влияние подстилающей поверхности на сезонную структуру полей температуры и геопотенциала, с которым

нельзя сравнить динамическое влияние рельефа на атмосферные процессы. Если бы влияние рельефа было существенным, то его результат отразился бы на сезонных картах приземного давления и картах барической топографии. Даже такие крупные возвышенности нашей планеты, как Кордильеры и Скалистые горы и, наконец, такой огромный горный массив, как Центральноазиатский, не оставляют сколько-нибудь заметного следа на сезонных картах температуры и геопотенциала. Так как упомянутые горные массивы являются факторами постоянными, то, следовательно, их влияние также должно носить постоянный характер и отразиться на структуре сезонного поля температуры, а следовательно, и поля геопотенциала.

Что касается раздвоения циклонов при переваливании ими горных хребтов, то и в этом случае влияние даже крупных хребтов в целом незначительное. Поэтому на картах повторяемости циклонов это явление не находит никакого отражения. В то же время карты повторяемости циклонов и антициклонов показывают (см. главу четвертую), что эти атмосферные вихри наиболее часто возникают в тех районах Земли, где в соответствии с физико-географическими условиями формируются большие горизонтальные контрасты температуры. Как видим, влияние рельефа на крупномасштабные атмосферные процессы является, по-видимому, весьма скромным.

В 50-х годах дискутировался вопрос о степени влияния Центральноазиатского горного массива на формирование и сезонные изменения струйных течений. Многие метеорологи считали, что это нагорье оказывает значительное влияние на сезонное поле температуры, давления и циркуляцию атмосферы в районе Южной Азии, в том числе и на формирование струйных течений в различные сезоны года [19, 55, 66, 108 и др.].

Однако исследование влияния Центральноазиатского горного массива на формирование струйных течений на юге Азии привело к иным выводам [149]. Было получено, что роль этого горного массива невелика и что сезонные особенности формирования полей температуры и циркуляции воздуха в этом районе зависят главным образом от физико-географических условий огромных, почти слившихся материков Азии, Европы и Африки.

Рассмотрим одну из особенностей поля температуры в северном полушарии летом.

Как следует из карт OT_{1000}^{300} и OT_{300}^{100} (см. рис. 11 и 20), в июле в субтропической зоне над северной частью Африки и восточной частью Азии ($20-40^\circ N$) выделяется зона теплого воздуха с сравнительно высокими значениями температуры над районом Центральноазиатского горного массива. Средняя разность температур на одной и той же широте на уровне 200 мб между горным массивом этой зоны и востоком Атлантики составляет $12-16^\circ$.

Вся зона и область тепла над горным массивом отличается относительным постоянством температуры и геопотенциала H в те-

чение летних месяцев. Лишь в короткие промежутки времени наблюдаются небольшие смещения и видоизменения их под влиянием процессов умеренных широт, выражающихся в меридиональных преобразованиях термобарического поля тропосферы.

О формировании области тепла в районе высоких гор и плато существуют различные мнения. Некоторые исследователи [19, 66, 108 и др.] связывают ее образование летом с условиями радиационного нагревания воздуха над высокими хребтами южной Азии и Тибетским плато. Расчеты показывают, что суточное изменение температуры воздуха под влиянием радиации и выделения теплоты конденсации над Южноазиатским горным массивом летом составляет в среднем приблизительно 1° . Однако эта величина относится к небольшой толще тропосферного воздуха. Кроме того, воздух над этими горными районами подвижен и перемешивается с соседними менее нагретыми воздушными массами. Данные наблюдений показывают, что горный массив, в теплое время года способствует лишь незначительному дополнительному нагреванию движущегося с запада на восток воздуха.

Рассмотрим характер изменения температуры воздуха в слое 300—1000 мб при его движении с берегов Атлантики до района горного массива в Центральной Азии летом.

Преобладающим переносом с берегов Северной Африки является западный. В процессе движения происходит интенсивное нагревание воздуха и повышение изобарических поверхностей. Интенсивность нагрева вызвана тем, что воздух протекает над пустынями северной Африки, Аравии, Ирана, т. е. в зоне, где суммарная солнечная радиация в летние месяцы наибольшая на земном шаре ($20\text{—}22 \text{ ккал} \cdot \text{см}^2/\text{месяц}$). К тому же в этой пустынной зоне теплоотдачи от поверхности суши в атмосферу является наиболее значительной. Например, по данным наблюдений, в засушливой зоне суши в летние месяцы она достигает $6\text{—}8 \text{ ккал} \cdot \text{см}^2/\text{месяц}$ (Лиссабон, Ассуан) [2].

В результате нагревания воздуха в этой зоне изогипса 948 дам (см. рис. 11) от 20° N , т. е. от берегов Атлантики, до западных границ Центральноазиатского горного массива (70° E) смещается к северу на 1200—1400 км, т. е. с широты 30° N у берегов Северо-Западной Африки переходит в район оз. Балхаш (42° N), и на широте 30° N у западного предгорья Южной Азии обнаруживается изогипса 972 дам, вместо 948 у берегов Африки. При этом, еще далеко от гор — над Аравийским полуостровом — величина относительной изогипсы уже достигает 970 дам.

Таким образом, по мере перемещения воздуха от берегов Атлантики до Южноазиатского горного массива средняя температура его между поверхностями 300 и 1000 мб повышается на $8\text{—}9^\circ$ и очень мало изменяется на самом массиве. Заметим, что в широтной зоне $30\text{—}40^\circ \text{ N}$ зимой по мере перемещения воздуха с берегов Атлантики по охлажденному матерiku Восточной Азии температура в том же девятикилометровом слое понижается приблизительно на $8\text{—}10^\circ$ (см. рис. 10).

Следовательно, главную роль в нагревании воздуха в формировании области тепла и повышенного давления на высотах в летний период здесь играет не особый радиационный режим над Центральноазиатским горным массивом, а обычные сезонные условия турбулентного теплообмена между поверхностью земли и атмосферой в процессе западного переноса воздуха, преобладающего в этой широтной зоне. В возникновении замкнутой области тепла в тропосфере и высокого давления на высотах летом важную роль играют физико-географические условия — над океанами, омывающими Азию с юга и востока, воздух охлаждается и изобарические поверхности понижаются.

Именно расположением суши и океанов с соответствующими условиями турбулентного потока тепла от подстилающей поверхности и нагревания движущегося воздуха объясняется положение зоны тепла летом в тропосфере над Северной Африкой на широте 20° и над Азией на широте более 30° .

Подобные изменения температуры в области высокого давления наблюдаются над югом Северной Америки (Мексикой). Однако здесь вследствие ограниченности территории суши все выражено в малых масштабах.

В южном полушарии подобные изменения высоких температур в субтропиках летом слабо отражены на картах. Это объясняется сравнительной однородностью подстилающей (океанической) поверхности в субтропической зоне.

Из режима субтропического струйного течения на юге Азии следует, что влияние Центральноазиатского горного массива на формирование поля температуры и сезонную циркуляцию воздуха мало. Многие исследователи переоценивали роль этого горного массива. Казалось, что такие возвышенности как Гималаи и Тибет со средней высотой 4000 м и шириной около 1500 км, являясь механическим препятствием для воздушных течений, должны оказывать большое влияние на формирование режима температуры и ветра в этом районе.

Нельзя не согласиться с выводами ряда авторов [211, 212, 213, 226], касающихся воздействия Центральноазиатского горного массива на атмосферную циркуляцию в нижней половине тропосферы и на погоду Китая и севера Индии. Справедливо также утверждение, что Тибет и Гималаи оказывают воздействие главным образом в холодную часть года и почти не влияют в теплую часть года, так как высотная фронтальная зона к лету смещается в северном направлении за пределы этого нагорья.

По имеющимся представлениям, в холодное полугодие западные воздушные течения в нижней трети тропосферы при встрече с горным массивом разветвляются. Это разветвление распространяется на всю тропосферу. Поэтому в результате механического воздействия гор появляются два струйных течения, к северу и к югу от возвышенностей. Северная ветвь струи обладает большей подвижностью, чем южная, так как перемещение южной ветви ограничивается Гималаями [211—213, 226].

Предполагается, что формирование струйного течения связано с наличием постоянного снежного покрова на Тибетском нагорье. Вследствие альбедо снега и понижения температуры воздуха между Тибетом и Индией образуются большие температурные градиенты. Восточнее нагорья происходит слияние указанных двух ветвей западного струйного течения, что препятствует развитию циклонической деятельности над территорией Восточного Китая.

В последние годы заметно расширились возможности изучения

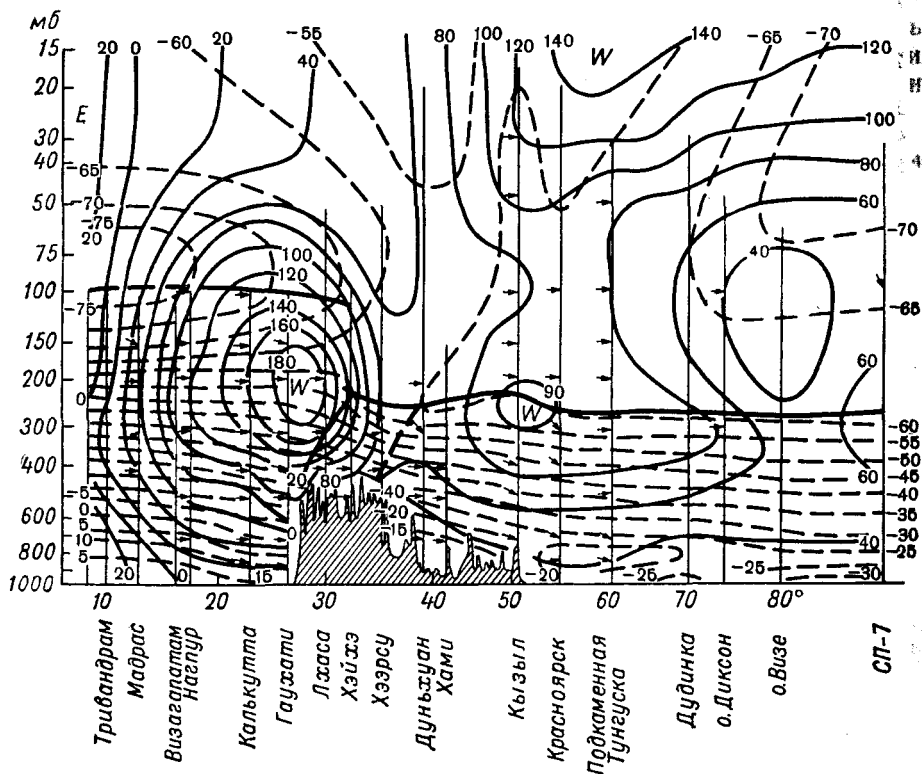


Рис. 66. Вертикальный разрез атмосферы между Индией и Северным полюсом. Январь.

особенностей атмосферной циркуляции в этом весьма интересном районе земного шара. Аэрологические наблюдения, произведенные над Тибетом и другими районами субтропической зоны, позволили исследовать сезонные изменения полей температуры и ветра, а также высотных фронтальных зон и струйных течений. Построенные в 1957—1959 гг. несколько серий индивидуальных и средних месячных вертикальных разрезов атмосферы между экватором и Северным полюсом вдоль различных меридианов и в различные сезоны над Евразией и Северной Африкой в значительной мере помогли решению поставленной задачи.

На отдельных месячных разрезах получили отражение не только субтропические, но и внетропические струйные течения. Оказалось, что независимо от орографии в течение зимних месяцев субтропическое струйное течение в северном полушарии находится, как правило, между 25 и 35° N, большей частью в широтной зоне $26-30^\circ$ N (см. рис. 63). Лишь в отдельные периоды времени вследствие значительных меридиональных преобразований высотного термобарического поля и образования в результате изоляции (бло-

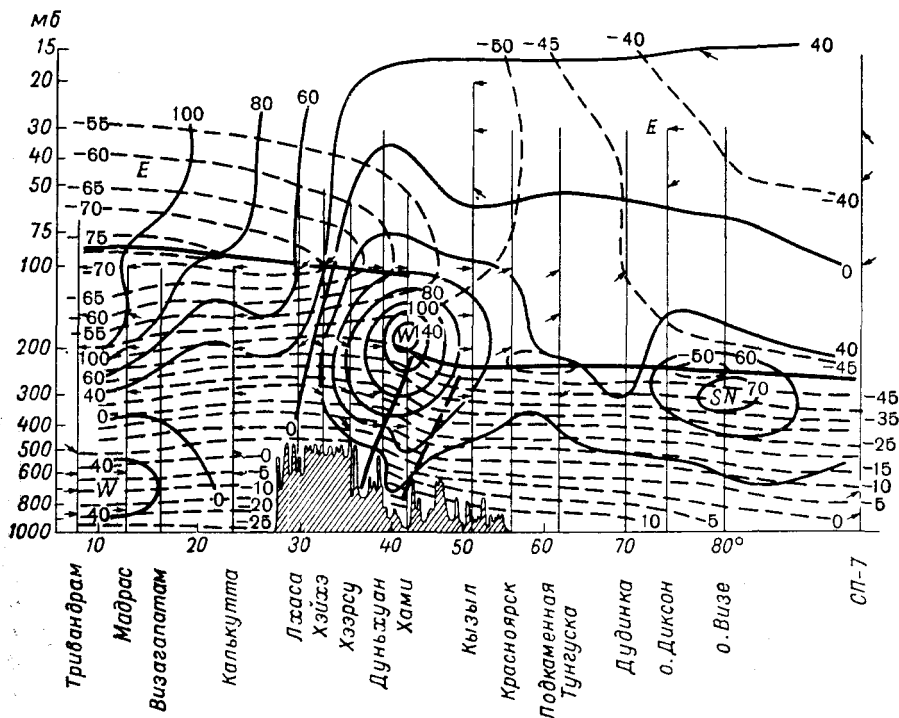


Рис. 67. Вертикальный разрез атмосферы между Индией и Северным полюсом. Июль.

кирования) на широтах $30-40^\circ$ высокого холодного циклона ось субтропической струи может оказаться на широтах $20-25^\circ$ N. Внутрисезонные изменения местоположения и интенсивности субтропического струйного течения происходят и летом. В этих случаях они также обязаны влиянию циркуляции атмосферы внетропических широт.

Рассмотрим средние месячные вертикальные разрезы (январь и июль) через Тибет и Восточную Сибирь (рис. 66 и 67) и в дополнение к ним данные о географическом положении и интенсивности струйных течений зимой и летом над различными долготами. В табл. 14 такие сведения приведены для четырех долгот: Западная Африка — Гренландия, Аравия — Северный полюс (через Ев-

ропейскую территорию СССР), Индия — Северный полюс (через Тибет и Восточную Сибирь) и запад Тихого океана — Северный полюс (через Японские острова и Якутию).

Легко видеть, что везде субтропические струйные течения в январе приходится на сравнительно узкий диапазон широт, хотя физико-географические условия в субтропической зоне северного полушария далеко неоднородны.

Из табл. 14 также следует, что среднее месячное положение оси субтропического струйного течения зимой на самых различных долготах в течение 1958—1959 гг. в северном полушарии отмечалось севернее 20° N и южнее 33° N. В то же время внетропические струи в зависимости от характера преобладающей формы циркуляции обнаруживаются над самыми различными широтами.

Таблица 14

Положение и интенсивность западных струйных течений в январе 1957—1959 гг. на различных долготах

Год	Линия разреза	Субтропическая струя			Внетропическая струя		
		широта расположения оси струи, град.	максимальная скорость, км/час.	высота оси струи, мб	широта расположения оси струи, град.	максимальная скорость, км/час.	высота оси струи, мб
1957	Аравия — Северный полюс	29	220	180	57	80	320
1958	Западная Африка — Гренландия	27	200	160	49—59	110—120	200—250
	Аравия — Северный полюс	31	180	190	57	120	250
	Запад Тихого океана — Северный полюс	33	220	200	—	—	—
1959	Западная Африка — Гренландия	21	180	200	61	120	260
	Аравия — Северный полюс	31	180	200	57	100	300
	Индия — Северный полюс	27	190	200	52	90	250
	Запад Тихого океана — Северный полюс	32	220	200	—	—	—

Как показали исследования, внутрисезонные перемещения и среднее месячное положение оси субтропического струйного течения также определяются характером циркуляции на полушарии. Так, например, аномально южное положение оси субтропической струи над Западной Африкой в 1959 г. было обусловлено значительными меридиональными преобразованиями термобарического поля тропосферы, сопровождающимися частыми вторжениями холода на юг и образованием между Азорскими островами и Западной

Африкой изолированного (блокированного) высокого холодного циклона, на южной периферии которого и происходило усиление субтропической струи. Однако подобная аномалия наблюдается не так часто. Неслучайно, что в течение 1958—1959 гг., за исключением Западной Африки, оси всех остальных субтропических струй находились между 27 и 33° N.

Указанные факты позволяют сделать вывод, что положение субтропического струйного течения над Индией и Тибетом обуслов-

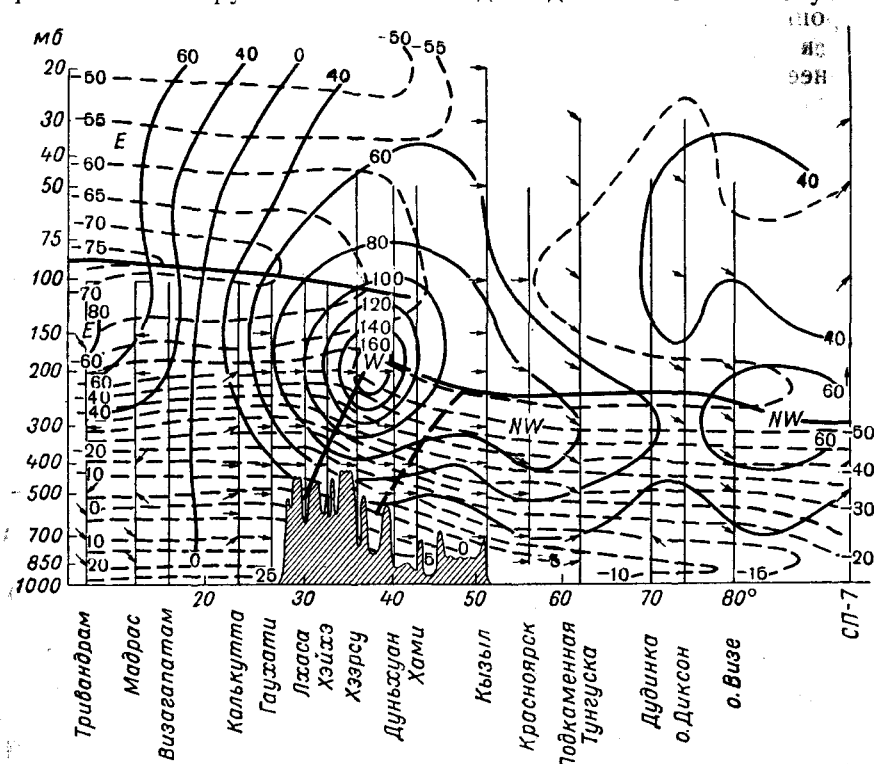


Рис. 68. Вертикальный разрез атмосферы между Индией и Северным полюсом. Октябрь.

лено не наличием Центральноазиатского горного массива, а общими термическими и динамическими причинами, свойственными и другим субтропическим районам.

Из вертикальных разрезов атмосферы вдоль линии Тривандрум — СП-7, проходящей через Индию, Тибет и Сибирь (рис. 66—68), следует, что субтропическое струйное течение располагается не только в предгорье Гималаев, но и над горными хребтами. Иначе говоря, перемещение оси субтропической струи не ограничивается предгорьем. В отдельных случаях, например 6—10 февраля 1958 г., при смещении гребня тепла к северу ось субтропического струйного течения находилась непосредственно над горным массивом

на широте 29—30° N. Что же касается максимальных скоростей ветра на оси струи, то их величина существенно зависит от макроциркуляционных процессов.

Физико-географические условия накладывают отпечаток на интенсивность субтропической струи в различные сезоны. В частности, большие скорости ветра над Японскими островами обязаны, как мы видели, большим контрастам температуры, которые возникают между охлажденным воздухом над Азией и теплым воздухом над океаном. Аналогичны этому условия формирования струйных течений над восточной частью Северной Америки. В то же время над Восточной Атлантикой и западом Северной Африки, где физико-географические условия и преобладающий характер циркуляции зимой не приводит к созданию столь значительных контрастов температуры, струйные течения сравнительно слабее.

Положение внетропических струйных течений, как уже было сказано ранее, менее устойчиво, так как формирование их непосредственно связано с циклонической деятельностью. Поэтому в отдельные годы в зависимости от преобладающих процессов наибольшая повторяемость струйных течений может наблюдаться над различными широтами. При этом в силу физико-географических особенностей наибольшая повторяемость внетропических струйных течений наблюдается на меридиане 10° W преимущественно в пределах широт 50—60° N. Эта зона максимальной повторяемости внетропических струйных течений обнаруживается также над ЕТС и Западной Сибирью, хотя по мере перемещения к востоку интенсивность струй ослабевает. Еще далее к востоку внетропические струйные течения наиболее часто наблюдаются несколько южнее, в широтной зоне 40—50° N (Монголия, Северный Китай), а над Японией обычно сливаются с субтропической струей.

Внетропическое струйное течение, наблюдающееся над Монголией и Северным Китаем, ни в какой мере не связано с Центральноазиатской горной системой. Вместе с тем, как показывают данные аэрологических наблюдений, в предгорьях Тянь-Шаня и Тибета также спорадически возникают внетропические струи. Однако формирование их связано не с разветвлением субтропической струи, а с меридиональным преобразованием термобарического поля, сопровождающимся вторжением холодных масс воздуха в Казахстан и Среднюю Азию.

Таким образом, можно сделать вывод, что струйные течения, обнаруживаемые на севере и юге горного массива зимой, возникают независимо друг от друга и не являются ветвями единой струи.

К лету положение струйных течений существенно меняется. Субтропические струйные течения над северным полушарием местами смещаются к северу на 1400—1600 км. Одновременно в связи с общим уменьшением контрастов температуры между экватором и полюсом струйные течения заметно ослабевают. Если зимой средние максимальные скорости превышают 200 км/час, то летом

они равны в среднем 120—140 км/час. Однако наибольшее ослабление струйных течений от зимы к лету наблюдается над Японскими островами, что объясняется прогреванием Азиатского материка и существенным уменьшением контрастов температуры между материком и океаном.

Происшедшие от зимы к лету изменения в положении и интенсивности струйных течений можно видеть на примере района Индии, Тибета и Сибири, средний вертикальный разрез атмосферы для которого за июль приведен на рис. 67.

Как показывают данные табл. 15, положение субтропического струйного течения летом примерно одинаково на всех рассматриваемых долготах в широтной зоне 42—44°N. Следовательно, горный массив Центральной и Южной Азии почти не оказывает влияния на сезонное положение струйных течений. Однако этого нельзя сказать в отношении интенсивности струйных течений. Так, средняя скорость струйного течения в июле 1958 г. на севере Тибета оказалась несколько больше, чем в других районах. Объяснить это можно было бы радиационными условиями высокого плато. Но нельзя не учитывать, что в силу географических условий над югом Азиатского материка прогревание воздуха происходит наиболее интенсивно. В условиях Центральной Азии вторгающиеся с запада или северо-запада сравнительно холодные массы воздуха по мере перемещения в глубь Азии непрерывно прогреваются. Это происходит не только над горными массивами Центральной Азии, но и к западу от них, в районах, почти лишенных гор.

При общем западном переносе воздуха содержащийся в нем

Таблица 15

Положение и интенсивность западных струйных течений в июле 1956—1958 гг. на различных долготах

Год	Линия разреза	Субтропическая струя			Внетропическая струя		
		широта расположения оси струи, град.	максимальная скорость, км/час	высота оси струи, мб	широта расположения оси струи, град.	максимальная скорость, км/час	высота оси струи, мб
1956	Аравия — Северный полюс	43	140	200	67	80	320
1957	Аравия — Северный полюс	44	100	200	77	80	310
1958	Западная Африка — Гренландия	43	100	200	54	90	240
	Аравия — Северный полюс	42	120	200	64	90	280
	Индия — Северный полюс	43	140	180	80	70	300
	Запад Тихого океана — Северный полюс	43	110	200	60	70	260

водяной пар удаляется от состояния насыщения и происходит размывание фронтов. Более того даже в системе перемещающихся с запада или возникающих в Средней Азии депрессий нередко наблюдается безоблачная погода, способствующая радиационному прогреву подстилающей поверхности и воздуха.

На средних месячных картах относительной барической топографии мы видели, что от северо-западных берегов Африки и Пиренеев до Центральной Азии изогипсы OT_{1000}^{300} постепенно смещаются к северу. Иначе говоря, по мере продвижения к востоку на средних картах OT_{1000}^{300} получает отражение процесс прогрева воздуха независимо от наличия или отсутствия гор. Очевидно, что независимо от существования горного массива в результате западного переноса и прогрева воздуха высотный гребень над этими районами был бы сравнительно лучше выражен.

Весной и осенью субтропическое струйное течение занимает промежуточное положение между зимним (27° N в январе) и летним (43° N в июле) положением. На меридиане 90° E, так же как и в других районах, струйное течение перемещается весной с юга на север и осенью с севера на юг. Исчезновение струи в мае над Индией объясняется тем, что планетарная высотная фронтальная зона в соответствии с общепланетарными радиационными условиями и прогреванием здесь воздуха перемещается в более северные районы. Постепенный переход субтропической струи в течение апреля — июня на север показан на рис. 69. Из рисунка следует, что в апреле сильные ветры наблюдаются преимущественно над севером Индии, т. е. субтропическая струя еще почти сохраняет свое зимнее положение. По среднему разрезу за апрель вдоль меридиана 90° E ось субтропической струи обнаруживается на широте 29° N.

В мае положение уже иное. Сильные ветры наблюдаются в основном над Лхасой и Хээрсу; в Калькутте сильные ветры совершенно исчезают, т. е. субтропическая струя перемещается к северу на нагорье. В качестве примера здесь приведен вертикальный разрез за 15 часов 14 мая 1958 г. (рис. 70) по линии Тривандрум — СП-7. Согласно данным о фактическом ветре, ось струи располагается примерно на широте 35° N, т. е. непосредственно над горным массивом. К северу и югу от Гималаев и Тибета скорости ветра резко уменьшаются. В июне отмечается переход к летнему положению. К середине этого месяца сильные ветры над Лхасой уже полностью исчезают. Субтропическое струйное течение располагается над северной периферией Тибета (см. рис. 67).

Подобным же образом осенью происходит перемещение субтропической струи с севера на юг. По временному разрезу скорости ветра за сентябрь, октябрь и ноябрь (рис. 71) можно видеть, что наибольшая повторяемость сильных ветров постепенно переходит из северных районов в южные. Если в сентябре ветры со скоростью более 100 км/час наблюдались лишь в Жоцяне и Хээрсу, то в октябре они уже отмечаются и в Лхасе. В середине октября

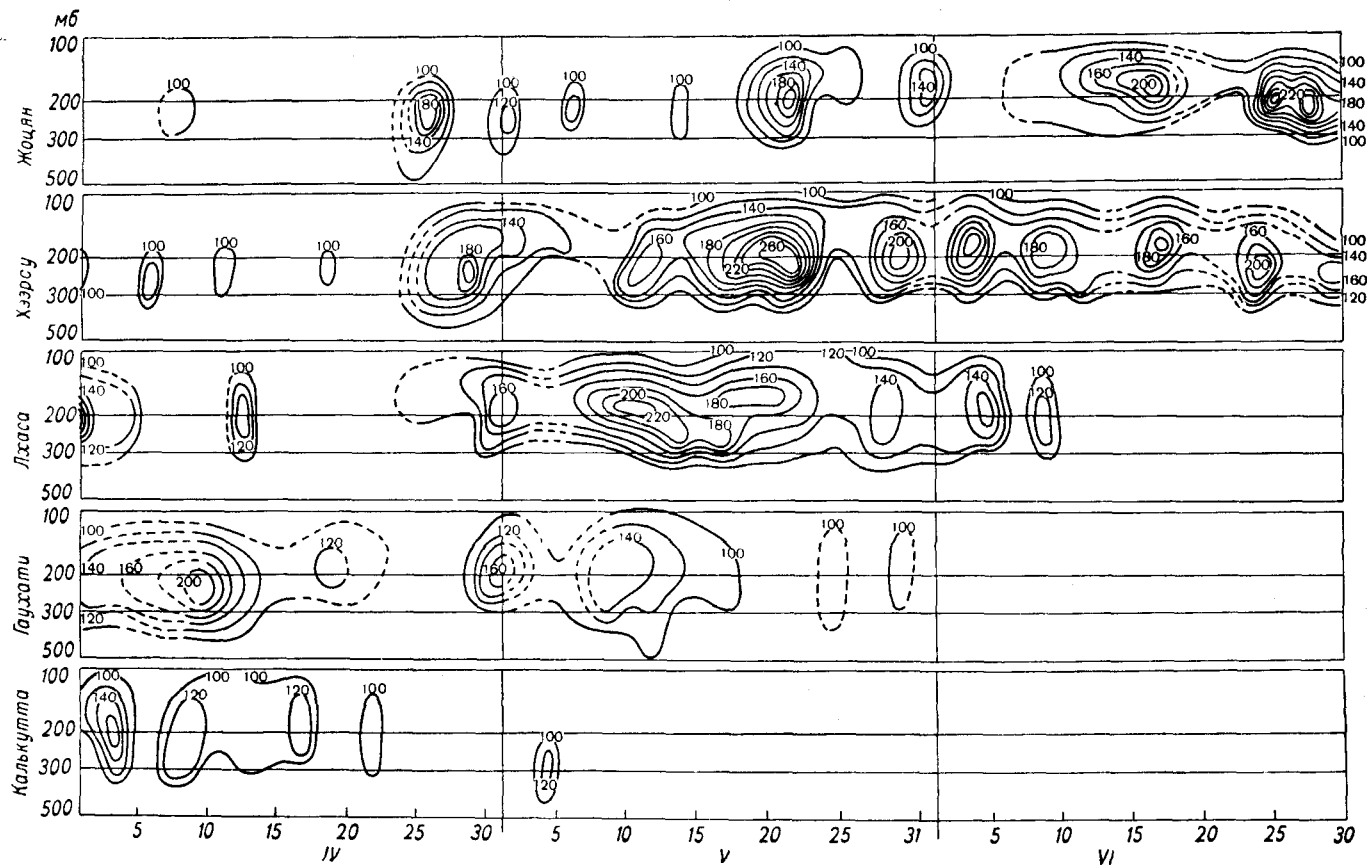


Рис. 69. Временной разрез скоростей ветра (км/час.) в слое 500—100 мб за апрель—июнь 1958 г.

Изоахи наблюдаемого западного ветра при скорости ≥ 100 км/час..

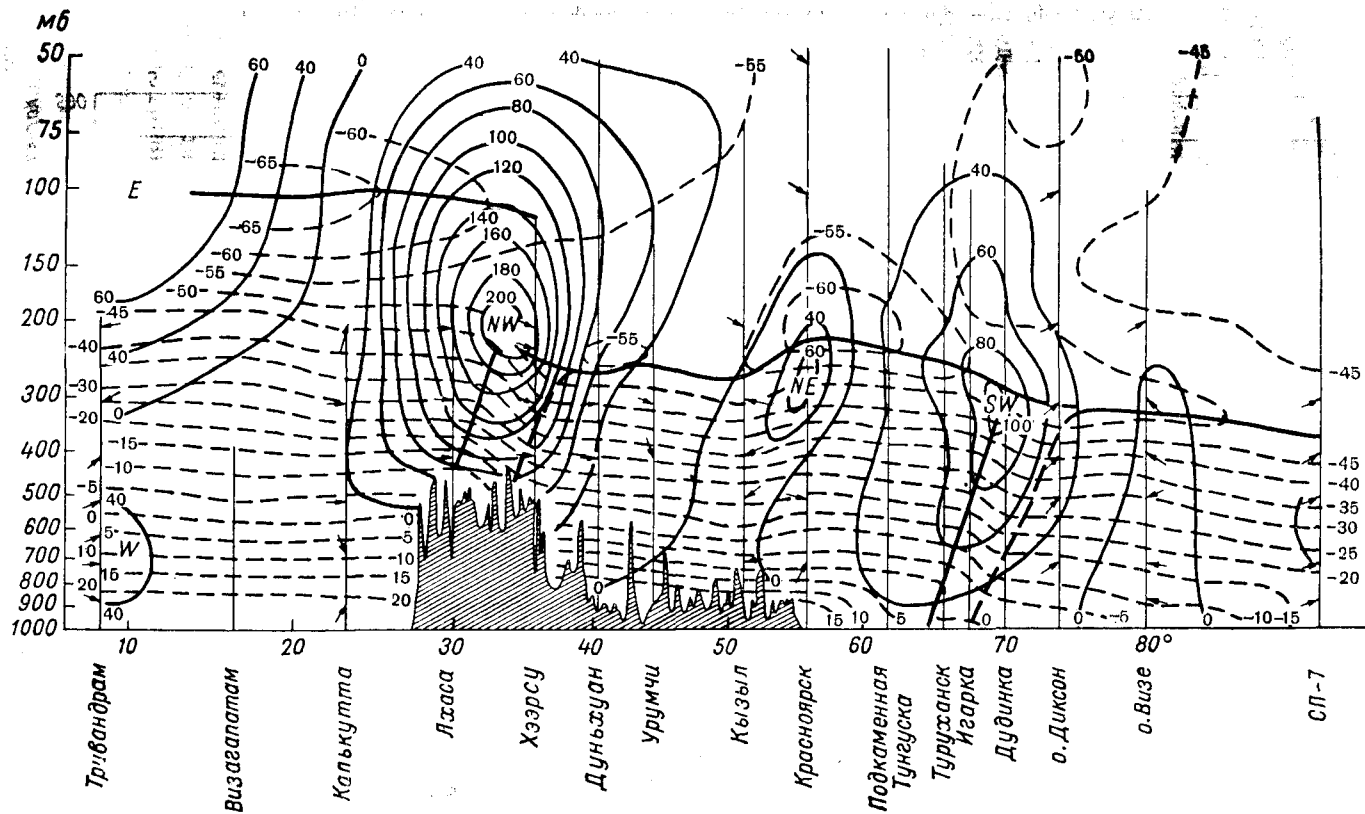


Рис. 70. Вертикальный разрез атмосферы между пунктом Трибандрум и районом Северного полюса 14 мая 1958 г.

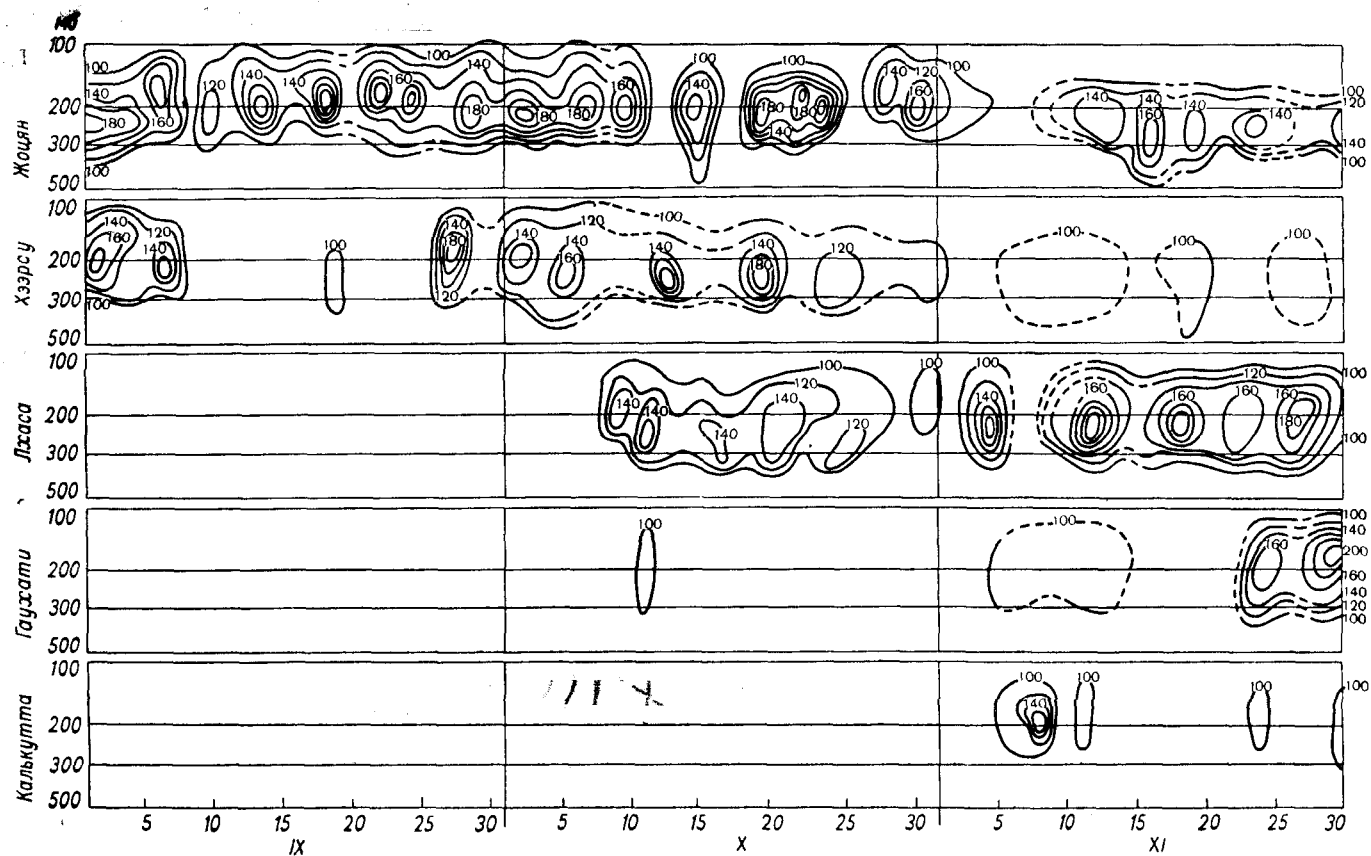


Рис. 71. Временной разрез скорости ветра (в км/час) за сентябрь—ноябрь 1958 г.

Усл. обозначения см. рис. 69.

струйное течение появляется над севером Индии. Судя по вертикальному разрезу атмосферы вдоль меридиана 90° Е, ось субтропической струи наблюдается в среднем на широте 38° N. В ноябре сильные ветры появляются в Гаухати и Калькутте. К северу от Тибета сильные ветры в ноябре также наблюдаются часто. Но это уже внетропические струйные течения, ось которых располагается вблизи уровня 300 мб, в то время как максимальные скорости на оси субтропической струи обычно располагаются вблизи поверхности 200 мб.

Таким образом, внезапное появление субтропического струйного течения над Северной Индией в октябре связано с перемещением струи на Тибетское нагорье. Эти сезонные перемещения струйного течения здесь, как и в других районах субтропической зоны, определяются общими радиационными условиями. В частности, смещение струйного течения весной к северу совпадает с появлением на севере Индии замкнутой области пониженного давления у поверхности земли. Иначе говоря, процесс смещения струи к северу и формирование южноазиатской летней депрессии, вызванной главным образом термическими причинами, происходит одновременно. Это и понятно, ведь процесс возникновения летней депрессии в нижних слоях тропосферы тесно связан с формированием области сравнительно высоких температур в тропосфере, совпадающей по очертанию с приземной депрессией.

С другой стороны, внутрисезонные перемещения и эволюция субтропического струйного течения определяются условиями циркуляции во внетропических широтах. Так как наиболее интересной с точки зрения взаимодействия атмосферных процессов в районе Центральноазиатского горного массива является холодная часть года, то в качестве примера рассмотрим условия формирования и эволюции струйных течений в период 2—15 января 1959 г.

Условия эволюции струй в течение этого периода были изучены с помощью карт изотих на поверхности 300 мб и карт OT_{1000}^{300} (над Тибетом). Эти карты дают представление о распределении точных изменений температуры. По картам изотих в начале указанного периода над территорией Азии были обнаружены три струйных течения: два внетропических и одно субтропическое, которые на Дальнем Востоке слились, образуя широкую зону сильных ветров. Внетропические струйные течения являются ветвями струи, проходящей над Европейской территорией СССР. Одна из ветвей располагалась над севером Западной Сибири и над южными районами Восточной Сибири. Вторая ветвь, более интенсивная, проходила через Кавказ, юг Средней Азии и далее вдоль северной границы горного массива. Субтропическая струя находилась южнее Гималаев. Наличие двух струйных течений на севере и юге от Тибета и Гималаев не вызвано ветвлением струи под воздействием горного массива.

Вторжения холода на территорию Средней Азии привело к усилению внетропического струйного течения на северной периферии

горных хребтов. При очень интенсивной адвекции холода, проникающей в зону субтропической струи, последняя также усиливается. Подобный процесс произошел, например, с 2 по 4 января 1959 г.

Холодное вторжение, проникшее на север Индии, вызвало здесь значительное усиление максимальных скоростей, с 140 до 250 км/час в центре струи и с 60—90 до 110—160 км/час на поверхности 500 мб. Через сутки, когда холодный воздух в нижней тропосфере над Индией заметно прогрелся и контрасты температуры уменьшились, ветры в субтропической струе также уменьшились до 150—180 км/час в центре струи и до 80—100 км/час на поверхности 500 мб.

В течение этого периода внетропическая струя, располагавшаяся к северу от гор, несколько сместилась к востоку (в соответствии с перемещением высотной ложбины и очага холода в тропосфере) и к 6 января над Средней Азией и Памиром сильные ветры совершенно исчезли. По изменению температуры в тропосфере можно видеть, что в этом районе произошло повышение температуры, а область холода переместилась к востоку. Еще 6—7 января над Азией существовали две ветви внетропического струйного течения. В последующие дни в соответствии с синоптическими процессами южная ветвь внетропической струи переместилась в район Тибета и Юго-Восточного Китая и к 10 января слилась с субтропической струей на широтах 25—30° N. 10—14 января над Азией осталось две струи. При этом внетропическая струя в этот период находилась значительно севернее нагорья, а над Средней Азией и западной частью Центральноазиатского горного массива наблюдались лишь слабые ветры. 15 января в северном предгорье Тянь-Шаня начала формироваться новая внетропическая струя.

Таких примеров можно привести много. Из них следует, что Центральноазиатский горный массив не является препятствием, делющим струйное течение на две части — северную и южную. Возникновение и развитие внетропических и субтропических струйных течений происходит совершенно самостоятельно и обязано главным образом общим сезонным радиационным условиям и макроциркуляционным процессам.

Положение субтропической струи в переходные сезоны непосредственно над горным массивом еще раз убедительно показывает, что Тибет и Гималаи не являются препятствием, ограничивающим перемещение над ними струйных течений.

Процесс слияния струйных течений над востоком Азии возникает при определенных формах меридиональной циркуляции и может происходить в любом районе субтропической зоны. Однако в связи с физико-географическими условиями наиболее часто слияние внетропических и субтропических струйных течений осуществляется над Восточным Китаем и Японскими островами.

Что касается влияния радиационного прогрева и охлаждения воздуха над Тибетом на сезонное положение и интенсивность субтропического струйного течения, то, на наш взгляд, это влия-

ние не является главным. Как мы видели, независимо от наличия или отсутствия горных массивов формирование и сезонные перемещения субтропических струйных течений во всех районах Земли происходят почти одинаково, так как формирование и эволюция струйных течений определяются общерадиационными и циркуляционными условиями.

Вместе с тем следует сказать, что горные хребты оказывают влияние на различные по масштабам атмосферные процессы и погоду. Масштабы влияния зависят от размеров препятствий. Например, при больших размерах и высоте их (более 3—4 км) подвижные циклоны встречая такие хребты останавливаются и деформируются. Осадки, связанные с атмосферными фронтами, выпадают в предгорьях и на наветренных склонах, а выше горного хребта воздушные течения беспрепятственно распространяются дальше.

Высокие горные хребты как механическое препятствие при интенсивных холодных вторжениях вызывают усиление ветра. Очень возможно, что на уровне максимальных скоростей ветра (струйных течений) высокие горные препятствия способствуют некоторому усилению их, если они уже образовались в результате макроциркуляционных процессов. Воздушные течения над возвышенностями деформируются. Возникают волны на гребне их, которые распространяются на несколько километров вверх. Однако это не влечет изменения крупномасштабных процессов.

Наибольшее влияние горные хребты и даже не столь крупные возвышенности оказывают на погоду. Известно, что в двух пунктах, находящихся друг от друга на небольшом расстоянии, но расположенных на наветренной и подветренной стороне горного препятствия, годовые суммы осадков могут быть резко различными. Определяется это тем, что на наветренных склонах происходит усиление восходящего воздуха, конденсация водяного пара и образование осадков, в то время как на подветренных склонах, наоборот, характерны нисходящие движения воздуха и разрушение облачности. При неустойчивой стратификации воздуха горные препятствия способствуют развитию грозных облаков и образованию града.

Подобные процессы проявляются в большом масштабе в районах расположения крупных горных хребтов. В частности, в таких меридионально расположенных горных системах, как Кордильеры, при преобладающем здесь западном переносе воздуха в умеренной зоне обильно орошаются западные наветренные склоны. В результате средние годовые суммы осадков на западных склонах Кордильер превышают 200—300 см, а на некотором отдалении к востоку от гребня составляют лишь 25—50 см, т. е. в несколько раз меньше.

В сравнительно малых масштабах это проявляется на Скандинавии, Адриатическом побережье и во многих других местах.

Горные хребты для воздушных течений являются и механическим препятствием. Они их обтекают, а выше следуют в направлении, обусловленном макроциркуляционными процессами.

6.1. Сезонные изменения приземного давления

Сезонные приземные поля давления формируются под влиянием муссонного и динамического факторов. Проявление муссонного фактора сказывается преимущественно в создании общего фона давления. Зимой на материках он высокий, на океанах сравнительно низкий. Летом отмечается обратная картина. Под действием динамического фактора происходят непериодические изменения поля давления. При этом образование сезонных областей высокого и низкого давлений связано с преобладанием циклонической и антициклонической деятельности в тех или иных районах земного шара. Например, в соответствии с сезонными условиями формирования высотного термобарического поля на севере Атлантического и Тихого океанов часто возникают циклоны.

Одних лишь данных о повторяемости циклонов недостаточно, чтобы сделать заключение, что их среднее приземное давление будет наиболее низким в районе наибольшей повторяемости циклонов, так как они могут часто повторяться, но не быть глубокими. В частности зимой в районе Ньюфаундленда имеются все условия для частого возникновения циклонов и действительно повторяемость их велика, но глубина в среднем меньше, чем над Исландией (здесь преобладают циклоны, вновь возникающие). Кроме того, в этом районе значительна также повторяемость антициклонов. Поэтому на средней карте приземное давление оказывается выше, чем в районе Исландии, где преобладают мало-подвижные циклоны, достигшие наибольшего развития.

Статистические данные об эволюции циклонов показывают, что углубление циклонов в среднем происходит в течение 1—3 суток с момента их зарождения. Применяя эти данные к атлантическим циклонам и имея в виду, что путь от места зарождения до Исландии они проходят в течение 1—2 суток, получим, что наибольшей глубины атлантические циклоны должны достигать в этом районе.

Подобным же образом получается на карте среднего приземного давления зимняя алеутская депрессия. Здесь также наибольшей глубины отдельные циклоны достигают в среднем на третьи сутки с момента возникновения их в зоне Японских островов и даже южнее, что, соответственно скорости перемещения их, дает наибольшую среднюю глубину циклонов в районе 170° E и 50° N.

Вместе с тем в структуре и положении исландского и алеут-

ского циклонов на картах среднего приземного давления существует различие. Исландский циклон имеет хорошо развитую ложбину, направленную на Баренцево море. Ложбина же алеутского циклона развита слабее и направлена южнее Аляски. Ложбина исландского циклона тянется вдоль открытой воды Норвежского и Баренцева морей, тогда как ложбина алеутского циклона как бы блокирована Аляской и Кордильерами Северной Америки. Здесь отчетливо проявляется муссонный фактор. Над сравнительно теплой водной поверхностью создаются условия для пониженного атмосферного давления. Такое же давление отмечается на севере Тихого океана в районе Аляскинского залива. А над прилегающей с севера Аляской давление несколько выше, что влияет на структуру ложбины алеутского циклона. По этой причине ложбина исландского циклона направлена несколько северо-восточнее, чем ложбина алеутского циклона.

На положение ложбины алеутского циклона безусловно оказывают влияние Кордильеры и Скалистые горы, которые тянутся почти меридионально вдоль всего Тихоокеанского побережья Северной Америки. Здесь циклоны, продвигаясь с севера Тихого океана на континент и встречая меридионально расположенные хребты, обычно задерживаются перед хребтом над океаном и заполняются. При исследовании условий образования среднего сезонного поля приземного давления этим фактором, по-видимому, нельзя пренебрегать. Горы как механическое препятствие действуют постоянно и оказывают влияние на среднее поле приземного давления. Вместе с тем поле приземного давления почти не дает никаких указаний на возникновение неглубоких циклонов восточнее указанных хребтов. Несмотря на ряд исследований, посвященных раздвоению циклонов при встрече с хребтами, вопрос о влиянии их на формирование поля давления нельзя считать решенным.

Переходя на континент зимой, циклоны, как правило, заполняются в связи с уменьшением контрастов температуры. Ведь для дальнейшего развития циклона необходимо наличие в тылу его адвекции еще более холодных масс воздуха, что при движении циклона с океана на материк не всегда может осуществляться. Над материками зимой преобладают холодные антициклоны. Повторяемость циклонов (см. рис. 46), на материках зимой резко уменьшается.

При совместном влиянии муссонного фактора и часто возникающих антициклонов в холодное полугодие создаются мощные климатологические антициклоны, а именно сибирский и североамериканский. Гребни этих антициклонов, направленные на юго-восток и переходящие на океаны, являются результатом преобладания в этих районах антициклонов, которые, как показывают карты траекторий, перемещаются с континентов в юго-восточном направлении на океаны.

Вследствие общего уменьшения контрастов температуры летом интенсивность динамического фактора изменения давления

ослабевает и более резко проявляется муссонный фактор. Это особенно сказывается на понижении давления на материках. Действительно, от зимы к лету в районе оз. Байкал приземное давление понижается на 30 мб, в то время как на океанах оно повышается незначительно. В этот период из-за малой повторяемости и малой интенсивности циклонов исландский и алеутский минимумы на карте среднего приземного давления выражены очень слабо, особенно последний (см. рис. 26). Наиболее значительное развитие получает южноазиатская депрессия, природа которой является главным образом муссонной. Однако ложбина этой депрессии, направленная на северо-восток Азии, имеет не только муссонное происхождение, но в значительной мере обусловлена летней циклоничностью над Восточной Сибирью, Дальним Востоком и Китаем.

В южном полушарии материка, хотя и слабо, но все же оказывают влияние на характер циркуляции атмосферы и развитие циклонической деятельности. Тот факт, что наиболее часто циклоны возникают у юго-восточных берегов Южной Америки, Южной Африки, особенно Австралии и Новой Зеландии, объясняется расположением материков и Антарктиды. Последняя в районе Атлантического и Индийского океанов больше выдается на север, чем в районе Тихого океана. Поэтому в атлантическом и индийском секторах градиенты температуры у поверхности воды и на высотах больше, чем в тихоокеанском секторе. В результате возмущающего действия материков западный перенос в тропосфере часто нарушается и сменяется интенсивной меридиональной циркуляцией.

Возникающие циклоны, углубляясь, перемещаются в юго-восточном направлении и достигают $60-65^{\circ}$ S, затем они затухают вблизи берегов Антарктиды. Глубокие циклоны, приближающиеся к берегам Антарктиды, своей периферией захватывают береговые районы материка.

Антициклоны в южном полушарии возникают и развиваются на всех широтах. Во внетропических широтах они, как и циклоны, являются очень подвижными. Здесь редко формируются мощные стационарные антициклоны, такие как в северном полушарии. Это указывает на то, что процессы меридионального обмена в южном полушарии происходят в более ограниченных масштабах и без большой локализации.

Под влиянием преобладающих процессов поле среднего месячного давления каждого сезона в южном полушарии заметно отличается от поля давления в северном полушарии. Это отличие особенно заметно в зоне однородной водной подстилающей поверхности средних широт.

6.2. Макротурбулентный обмен воздушных масс

Междуширотный воздухообмен характерен для обоих полушарий, однако из структуры абсолютной топографии следует, что в северном полушарии он происходит более интенсивно, чем в юж-

ном. В основном этот обмен осуществляется циклонами и антициклонами, поэтому по картам их повторяемости и траекторий можно судить о масштабах макротурбулентности в обоих полушариях. В частности, в северном полушарии траектории циклонов во все сезоны пересекают большее число параллелей, чем в южном.

Для северного полушария характерны крупные нарушения западного переноса. Переход к меридиональной циркуляции часто сопровождается возникновением высотных деформационных полей с изоляцией (блокированием) высоких холодных циклонов на юге и теплых антициклонов на севере.

Для атмосферной циркуляции характерна пульсация интенсивности междуширотного обмена, в результате чего уменьшаются горизонтальные градиенты температуры экватор—полюс и интенсивность междуширотного обмена. Но так как прогревание воздуха в низких широтах и охлаждение его в высоких продолжается непрерывно, то вновь начинается увеличение междуширотных контрастов температуры. Этот процесс существенно осложняется наличием материков и океанов, вследствие чего он в северном полушарии происходит неравномерно по долготам и концентрируется в определенных зонах, связанных с сезонной структурой термобарического поля тропосферы. Кроме того, вследствие неравномерного распределения притекающей радиации в холодное полугодие в атмосфере всегда имеются большие запасы энергии, достаточные для развития интенсивной циклонической деятельности и меридиональной циркуляции. Поэтому в действительных условиях междуширотный воздухообмен происходит непрерывно как в северном, так и в южном полушариях.

Некоторые данные об атмосферных процессах и погода. Как следует из карт распределения контрастов температуры [138], в низких широтах между 20°N и 20°S контрасты температуры на единицу расстояния не превышают $2,0\text{--}3,0^{\circ}$, в средних широтах северного и южного полушарий они достигают максимума, а в высоких широтах вновь уменьшаются. В зонах наибольших контрастов над океанами, где преобладают циклоны, наблюдается наибольшая повторяемость облаков, осадков и сильных ветров. Так, из карт повторяемости облаков и сильных ветров [107] следует, что на севере Атлантики и Тихого океана, в зоне больших контрастов температуры, повторяемость пасмурного неба составляет $60\text{--}70\%$ общего числа наблюдений, т. е. является наибольшей над северным полушарием. С зонами контрастов совпадает и наибольшая повторяемость сильных ветров (более 7 баллов). При этом, если на повторяемости облачности и даже осадков сезонные различия циркуляции почти не отражаются, то повторяемость сильных ветров испытывает ярко выраженный годовой ход. Объясняется это тем, что повторяемость циклонов над океанами от зимы к лету претерпевает малые изменения, что же касается интенсивности циклонической деятельности, то она находится в прямой зависимости от контрастов температуры. Поэтому повторяемость сильных ветров по мере ослабления контрастов темпера-

туры от зимы к лету уменьшается, а от лета к зиме возрастает в соответствии с увеличивающимися контрастами.

В южном полушарии наибольшая повторяемость пасмурного неба, как и повторяемость сильных ветров, имеет место в средних широтах (южнее 40° S), где она составляет 60—70% общего числа случаев со значительными колебаниями в течение года; повторяемость же сильных ветров изменяется в зависимости от сезонов, однако, в отличие от северного полушария, она здесь подвергается малым колебаниям. Если зимой в северном полушарии над Атлантикой наибольшая повторяемость сильных ветров местами достигает 40%, а на севере Тихого океана 30%, то к лету она уменьшается соответственно до 10 и 5%, т. е. в несколько раз.

В южном полушарии наибольшая повторяемость сильных ветров от зимы к лету уменьшается менее чем в два раза (от 40—50% в июле до 20—30% в январе). Это находится в прямой связи с сезонными колебаниями контрастов, которые подвергаются значительным изменениям в северном полушарии и мало изменяются в южном.

Как следует из карт направлений ветра и сильных ветров, в южном полушарии между широтами 40 и 60° направление ветра довольно неустойчивое, хотя преобладающим является западное (от северо-западного до юго-западного). Такое распределение направлений ветра определяется движением циклонов и антициклонов, гребней и ложбин с запада на восток.

Конечно, общее движение циклонов и антициклонов в западном направлении характерно и для северного полушария, однако в южном полушарии перемещение их между широтами происходит на меньшие расстояния, чем в северном.

Причина малых масштабов междуширотного обмена заключается не в «ветровом барьере», препятствующем притоку холодного воздуха из Антарктики в низкие широты и из тропиков в Антарктику. Ветровой барьер есть следствие больших контрастов температуры, обусловленный положением Антарктиды и отсутствием материков, выдающихся далеко в высокие широты южного полушария. Поэтому здесь западный перенос является значительно менее возмущенным, чем в северном полушарии. Характером расположения материков и океанов обусловлена большая разница климатических условий на обоих околополюсных пространствах.

Вследствие усиленного междуширотного воздухообмена температура в Арктике летом нередко повышается до 5 — 10° , а в отдельных случаях до 15 — 20° и выше. Зимой в Атлантическом секторе Арктики нередко наблюдается даже оттепель. Отсутствие в центре Арктики суши и открытый выход в сторону Атлантики способствуют развитию океанических течений, благодаря которым многолетние ледяные массивы дрейфуют в сторону Гренландского моря, а теплые воды Атлантического океана проникают через район Шпицбергена в Арктику. Так как в центре Антарктики почти симметрично расположен огромный материк площадью около 14 млн. км², покрытый мощным ледяным щитом, то в соот-

ветствии с атмосферной циркуляцией океанические течения непосредственно вокруг Антарктиды направлены с востока на запад. В то же время между широтами 40 и 60° S циркуляция атмосферы, как и океанические течения, имеют западное направление.

По наблюдениям средний интервал времени между прохождением циклонов в районе Антарктики равен 3—4 дням [170]. По этим же данным суточная изменчивость температуры при устойчивом состоянии погоды равна 1,0—1,5°, а при прохождении циклонов не превышает 3—4°. Это также указывает, что меридиональный обмен воздушных масс при циклонической деятельности происходит здесь заметно слабее, чем в северном полушарии.

6.3. О типизации атмосферных процессов

В многообразии видов атмосферных процессов трудно определить точные их аналоги или установить закономерности в последовательности смены одних процессов другими. Исследования циркуляции атмосферы начались почти одновременно с появлением во второй половине прошлого века первых приземных карт погоды. Как в других науках, так и в метеорологии исследователями ставилась цель произвести систематизацию атмосферных процессов, выявить среди них характерные, наиболее часто повторяющиеся процессы в те или иные сезоны в различных районах земного шара. Многие авторы стремились к установлению преемственности в развитии макроциркуляционных процессов, для чего производили их типизацию [71, 75, 82].

Существуют различные принципы типизации процессов. Сведения о них читатель найдет в работе [46] и помещенной в ней обширной библиографии. Здесь мы вкратце остановимся на способах типизации, наиболее применяющихся в СССР при решении различных практических задач. Одна из них предложена Г. Я. Вангенгеймом [26, 27, 28], в последующем усовершенствованная совместно с А. А. Гирсом [46]. Типизация производилась ими с учетом характера процессов на всем северном полушарии с привлечением карт барической топографии.

Типизация макросиноптических процессов, разработанная Г. Я. Вангенгеймом (1932—1935 гг.) основана на понятии элементарного синоптического процесса (ЭСП), в течение которого в данном географическом районе сохраняются основные направления воздушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все виды процессов были выражены в 26 типах, которые затем, согласно преобладающему переносу в тропосфере умеренных широт, были сгруппированы в три типа: один из них отражает западный (W), другой — восточный (E) и третий — меридиональный (C) перенос. При западной форме циркуляции W, характерны быстро движущиеся с запада на восток волны малой амплитуды. Среднее поле давления при циркуляции W представлено на рис. 72. Типами циркуляции C и E характеризуют меридиональную циркуляцию атмосферы. Они отличаются хорошо

выраженными высотными гребнями и ложбинами. При форме С хорошо осуществляется макротурбулентный обмен. Среднее давление при циркуляции С приведено на рис. 73. Тип Е отличается от С тем, что на месте основных гребней находятся ложбины и наоборот. Среднее давление при циркуляции Е (рис. 74) отличается от давления при типе С более мощными барическими образованиями и значительным нарушением западной циркуляции.

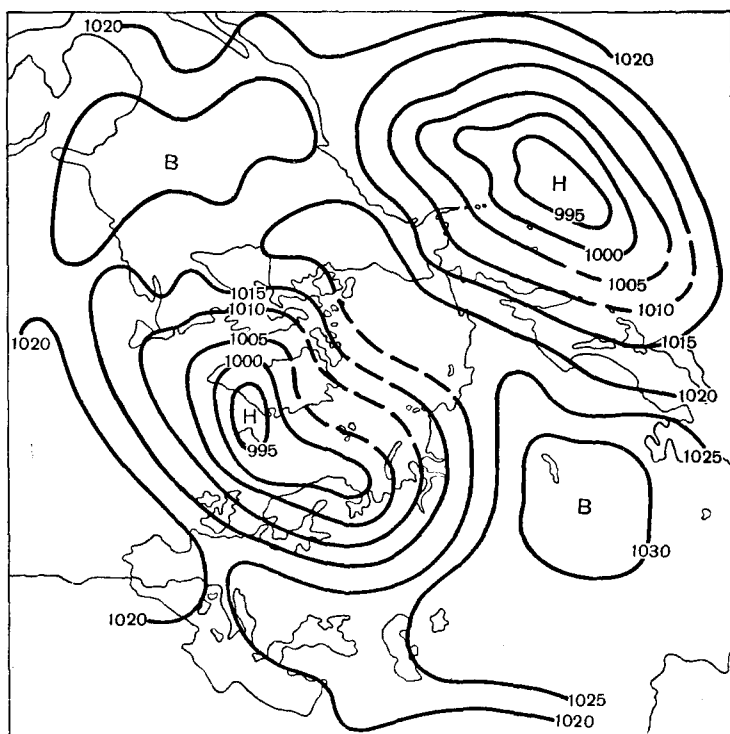


Рис. 72. Приземное поле давления (среднее) при западной циркуляции типа W.

Все три типа имеют разновидности, которые определяются положением высотных фронтальных зон, гребней и ложбин.

Можно сказать, что эта типизация выгодно отличается от других своей простотой и, очевидно, поэтому нашла широкое применение у разных исследователей, особенно у гидрологов.

А. А. Гирсом [44, 45] также была определена повторяемость сочетаний различных преобразований макропроцессов в северном полушарии по данным за 61 год (1900—1960). Полученные результаты позволяют установить некоторые общие характеристики взаимодействия процессов на полушарии в первом и втором районах. А. А. Гирс приходит к выводу, что вероятность и характер преоб-

разований циркуляции в разных районах полушария находятся в зависимости от времени года и эпохи.

Типизация макропроцессов, разработанная Б. Л. Дзердзеевским в сотрудничестве с В. М. Курганской и З. М. Витвицкой [58], охватывает все северное полушарие и основана на учете меридиональных преобразований, сопровождающихся вторжениями холода из Арктики. Все многообразие форм циркуляции на северном полушарии выражено 13 типами. Средняя продолжительность

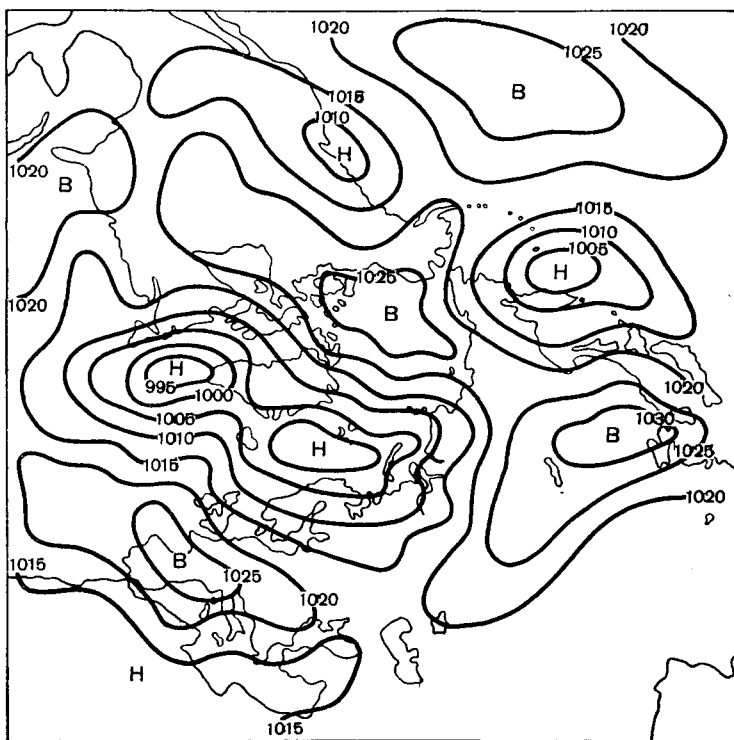


Рис. 73. Приземное поле давления (среднее) при меридиональной циркуляции типа С.

процессов, названных элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ), колеблется в пределах 3—5 суток. В зависимости от повторяемости типов по месяцам определена их сезонная принадлежность. Одни типы чаще повторяются в зимние и весенние месяцы, другие летом и т. п.

В течение ряда лет этот способ типизации был усовершенствован с привлечением карт топографии различных поверхностей [57]. Это позволило существенно улучшить подбор типов процессов и в известной мере объективизировать способ типизации. В настоящее время ведутся исследования, ставящие цель определить

вероятности перехода одного типа в другой [192]. Последнее очень важно, так как при больших величинах вероятностей эта типизация может найти применение в прогнозировании погоды с заблаговременностью 3—5 суток.

К недостаткам этих способов типизации можно отнести качественный подход к определению типов и, следовательно, известный субъективизм несмотря на то, что во всех случаях используются карты барической топографии.

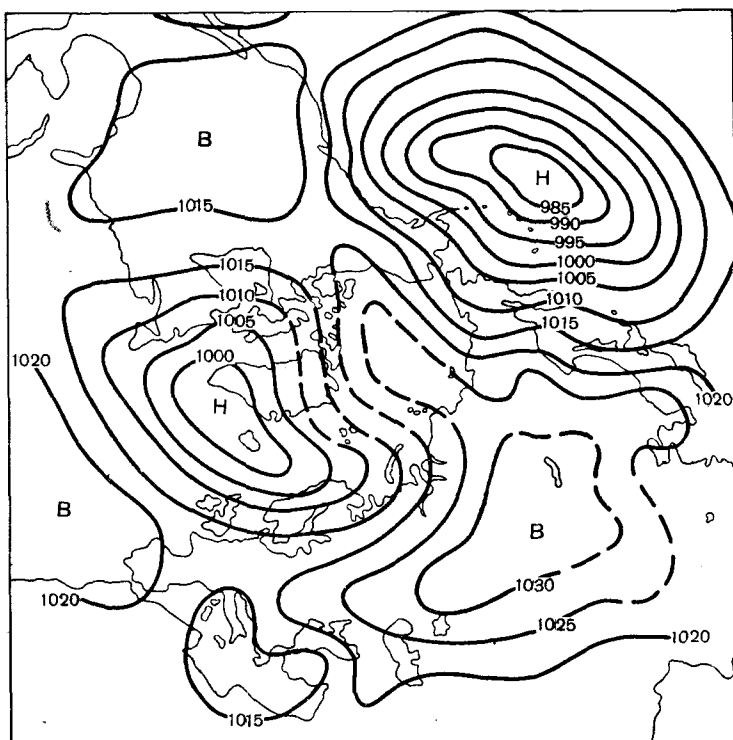


Рис. 74. Приземное поле давления (среднее) при меридиональной циркуляции типа Е.

В целях объективизации определения типов атмосферной циркуляции предложены различные способы количественной оценки их.

6.4. Крупномасштабная атмосферная циркуляция и ее количественные характеристики

Способов количественной оценки характера атмосферной циркуляции немного. Первые из них относятся еще к 1921 г. [217], когда было предложено рассматривать воздушные течения как

турбулентные движения большого масштаба с помощью определения коэффициента макротурбулентного обмена. Позднее появились другие предложения количественной оценки циркуляции [204, 234], однако наиболее удачна оценка, предложенная в 1939 г. в работе [249]. Здесь была использована величина зональной составляющей скорости движения воздуха, которую можно вычислить по разности давления между определенными широтами как для всего широтного круга, так и для любой его части. При этом атмосферные процессы в соответствии с различными значениями зонального индекса были разделены на два типа циркуляции: тип высокого и тип низкого индекса.

Индекс, предложенный Е. Н. Блиновой [14], характеризует угловую скорость вращения атмосферы на данной широте по отношению к поверхности земли и в общем аналогичен индексу Россби:

$$I = \frac{a}{\omega} \cdot 10^3 = \frac{v_x}{\omega R \cos \varphi} \cdot 10^3,$$

где a — угловая скорость зонального ветра по отношению к Земле, ω — угловая скорость вращения Земли, R — радиус Земли, φ — широта, v_x — линейная зональная скорость относительно Земли.

Этот индекс получен при более близких к действительности допущениях: более строго учитывается влияние кривизны Земли, бароклинность атмосферы и др. Для таких индексов циркуляции характерно большое сглаживание, в результате которого важные особенности процессов, возникающих в отдельных районах, не находят отражение в ходе кривой изменения индекса.

Способы количественной оценки циркуляции в последующем были предложены и другими авторами [9, 32, 78, 132, 158], однако на наш взгляд, наиболее рациональным является способ, где в качестве количественных показателей циркуляции принята интенсивность переноса массы воздуха в единичном слое за единицу времени [78]. Здесь предложена система индексов, позволяющая оценить не только зональную и меридиональную составляющие циркуляции, но и общий индекс, характеризующий отношение зональной циркуляции к меридиональной или наоборот.

При проведении изобар через b мб формулы для расчета зонального (I_z), меридионального (I_m) и общего (I') индексов имеют вид:

$$I_z = \frac{bn}{(\varphi_2 - \varphi_1) i} \text{ мб/град. экв.,}$$

$$I_m = \frac{bm}{(\lambda_2 - \lambda_1) j \cos \varphi} \text{ мб/град. экв.,}$$

$$I' = \frac{I_m}{I_z}.$$

Здесь i — число меридианов, на которых подсчитываются меридиональные градиенты давления между параллелями φ_1 и φ_2 ;

j — число параллелей, на которых подсчитываются зональные градиенты давления между меридианами λ_1 и λ_2 ; φ — географическая широта; n — число пересечений изобарами меридианов; m — число пересечений изобарами параллелей.

По приведенным формулам можно получить значения индексов I_z , I_m и I' для любого полушария или отдельных их районов. В частности, подобные вычисления выполнены в Гидрометцентре СССР по картам различных поверхностей, а также для поверхностей 30 и 10 мб [143] по средним месячным картам.

Как и следовало ожидать, зональная циркуляция в умеренной зоне достигает наибольшей интенсивности в слое 6—10 км. Выше интенсивность циркуляции ослабевает и в нижней стратосфере на уровне 18—20 км с середины мая до августа западный зональный перенос воздуха сменяется восточным.

Анализ показал, что зональная циркуляция I_z усиливается к зиме и ослабевает к лету.

Годовой ход меридиональной составляющей в общем аналогичен годовому ходу I_z , однако на фоне общего уменьшения I_m от холодной половины года к теплой, в отличие от I_z , намечаются не один, а два минимума (весной и осенью) и вторичный максимум летом.

Интенсивность меридиональной циркуляции в зоне 40—70° N, в среднем одинаковая почти во всей тропосфере, в нижней стратосфере с увеличением высоты она постепенно ослабевает. Осреднение величин составляющих циркуляции в масштабах всего полушария привело к значительному их сглаживанию. Это проявилось не только в небольших колебаниях величин индексов от холодного полугодия к теплому, но и в исчезновении восточного потока в нижней стратосфере при осреднении за год по широтным зонам.

В настоящее время известен ряд работ [34, 48, 78, 170], в которых с помощью количественных индексов по ежедневным или осредненным данным произведена оценка интенсивности атмосферной циркуляции в разных районах полушария. Так, в работе [78] были опубликованы вычисленные индексы циркуляции I_z , I_m и I' по картам средних значений H_{500} синоптических периодов за 1938—1957 гг. для первого района. В работе [48] по средним месячным (многолетним) картам давления на уровне моря и средним месячным картам геопотенциала на поверхностях 850, 700, 500, 300, 200 и 100 мб вычислены аналогичные индексы для второго района. В работе [30] по ежедневным картам AT_{500} за 1949—1959 гг. вычислены индексы для третьего района и др. Разные данные, использованные в этих работах при вычислении индексов, не позволяют получить количественные характеристики атмосферных процессов, развивающихся одновременно в разных районах северного полушария.

В известной мере восполнен этот пробел в нашей работе, опубликованной в 1965 г. [143], где за один и тот же пятилетний период (1958, 1959, 1961—1963 гг.) по единой

методике были определены индексы зональной и меридиональной циркуляции для поверхности 100 мб. Анализ данных произведен в этой работе в разных направлениях. Были исследованы: 1) изменения ежедневных величин индексов, а также изменения средних месячных индексов в течение года, 2) взаимосвязь их в разных районах, 3) взаимосвязь в тропосфере и нижней стратосфере. Эти исследования выполнены для северного полушария, разделенного на три района. Условные границы районов совпадают с границами так называемых синоптических районов. В первый район включены север Атлантического океана, Европа и Западная Сибирь (45° W— 90° E), во второй район — Восточная Азия и прилегающая часть Тихого океана (90° E— 160° W), в третий район — восточная часть Тихого океана и Северная Америка (160° — 45° W).

Согласно выполненному исследованию, зональная и меридиональная составляющие циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере достигают максимальных величин в холодную часть года, т. е. именно тогда, когда создаются наиболее значительные градиенты температуры воздуха юг—север и океан—материк. Наиболее высокие значения индексов характерны для третьего района в силу его физико-географических особенностей (холодный сравнительно небольшой материк Северной Америки со сложной орографией, граничащий с теплыми океанами).

Заметим, что в таких крупных районах полушария индекс I_m не может быть равным нулю, так как при любом даже очень хорошо развитом зональном процессе изогипсы на ежедневных картах барической топографии никогда не бывают строго параллельны кругам широты.

Было также получено, что изменение величин индексов ото дня ко дню в тропосфере и нижней стратосфере в большинстве случаев происходит однозначно: при увеличении интенсивности циркуляции в тропосфере, как правило, увеличивается интенсивность циркуляции в нижней стратосфере. Однако точного количественного соответствия в колебаниях их величин нет. И все же корреляция между величиной зональной составляющей циркуляции на поверхности 500 мб и одноименной составляющей на уровне 100 мб, вычисленная по данным зимних месяцев пяти лет, оказалась равной 71% при допуске $\pm 0,3$.

Для холодного полугодия характерны не только наиболее высокие значения обеих составляющих циркуляции, но также наибольшая амплитуда их ежедневных значений. В переходные сезоны, когда температурные различия между материками и океанами сглаживаются, значения меридиональной составляющей циркуляции значительно уменьшаются, а летом вновь возрастают.

В годовом ходе зональной составляющей циркуляции обнаружена сезонность. Если зимой значения индексов на поверхности 100 мб в подавляющем большинстве случаев превышают значения одноименного индекса на поверхности 500 мб, то летом между указанными величинами соотношение обратное. В переходные

сезоны такой четкой зависимости не наблюдается. Это **может служить** указанием для определения границ сезонов:

$$I_{з\ 100} > I_{з\ 500} \text{ — зима;}$$

$$I_{з\ 100} \approx I_{з\ 500} \text{ — весна;}$$

$$I_{з\ 100} < I_{з\ 500} \text{ — лето;}$$

$$I_{з\ 100} \approx I_{з\ 500} \text{ — осень.}$$

Определение соотношения между ежедневными значениями индексов I_{500} и I_{100} позволит определить условную дату начала и конца сезонов года.

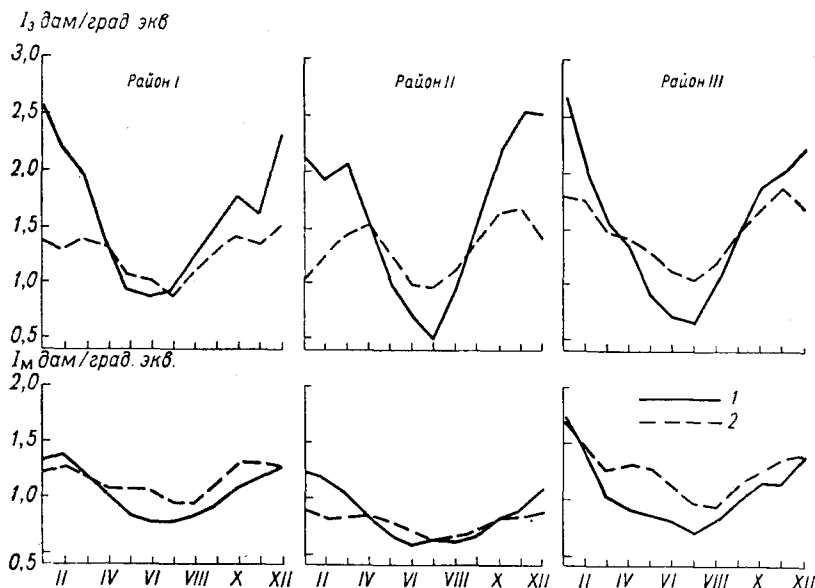


Рис. 75. Годовой ход средних индексов зональной I_z и меридиональной I_m циркуляции в стратосфере AT_{100} (1) и тропосфере AT_{500} (2) в трех районах северного полушария.

Годовой ход средних месячных значений индексов I_z и I_m на поверхностях 500 и 100 мб для каждого из 5 лет показал, что максимум обеих составляющих циркуляции наблюдается чаще всего зимой, минимум — летом. В то же время величины индексов различны в различных районах северного полушария.

Так, в первом и втором районах меридиональная составляющая циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере в разные годы изменяется мало, что, очевидно, объясняется сравнительно слабой межгодовой изменчивостью зональных разностей температуры между материками и океанами. В третьем районе, отличающемся по физико-географическим условиям от первых двух, годовая амплитуда колебаний индекса I_m заметно возрастает в обеих сферах.

Зональная составляющая циркуляции в течение года испытывает гораздо большие изменения, чем меридиональная, что особенно хорошо проявляется в стратосфере, где основная роль в изменении интенсивности циркуляции принадлежит градиенту температуры юг—север зимой и север—юг летом.

Интенсивность циркуляции летом во всех районах в разные годы различается мало. Наиболее значительные различия между величинами I_m и особенно I_z наблюдаются зимой. Так, интенсивность зональной циркуляции в зимние месяцы одних лет может отличаться от интенсивности циркуляции в другие годы в два и даже в три раза.

Большие различия в интенсивности циркуляции (особенно зональной) наблюдаются между тропосферой и стратосферой зимой. Эти различия настолько велики, что нашли отражение даже в величинах средних пятилетних индексов (рис. 75). Отсюда видно, что индекс возрастает от поверхности 500 мб к поверхности 100 мб в полтора-два раза во всех районах.

В табл. 16 приведены средние за пятилетку величины индексов меридиональной и зональной циркуляции, а также общего индекса в тропосфере (500 мб), нижней стратосфере (100 мб) и изменения их от поверхности 500 мб к поверхности 100 мб. Средние величины индексов получены не по средним месячным или сезонным картам барической топографии, а по ежедневным их значениям.

Таблица 16

Средние значения индексов меридиональной циркуляции (I_m), зональной циркуляции (I_z) (дкм/град. экв.) и общего (I') в различных районах северного полушария

Индекс циркуляции	Первый район			Второй район			Третий район		
	500 мб	100 мб	изменение	500 мб	100 мб	изменение	500 мб	100 мб	изменение
\bar{I}_m	1,15	1,04	—10	0,76	0,82	+8	1,25	1,05	—17
\bar{I}_z	1,26	1,60	+27	1,32	1,66	+26	1,49	1,57	+5
\bar{I}'	0,91	0,65	—29	0,58	0,49	—16	0,85	0,67	—21

Из табл. 16 следует, что интенсивность зонального воздухообмена в третьем районе возрастает с высотой на 5%, а в первом и втором районах — более чем на 25%. В то же время меридиональная циркуляция в первом и третьем районах с высотой ослабевает на 10 и 17% соответственно. В отличие от этих районов, во втором районе интенсивность меридиональной циркуляции не только не ослабевает с высотой, но, наоборот, возрастает на 8%. Это можно объяснить появлением в стратосфере зимой над севером Тихого океана теплого антициклона, в результате чего контрасты температуры здесь заметно возрастают.

Средние значения общего индекса I' , характеризующего степень возмущенности зонального потока, с высотой уменьшаются на 16—29 %.

Интенсивность зональной и меридиональной циркуляции зимой и летом разная. Обычно значительны изменения зональной составляющей циркуляции I_z . Большие изменения величины индексов между поверхностями 500 и 100 мб происходят зимой.

Для определения сочетаний зональной и меридиональной циркуляции в различных районах северного полушария была произведена классификация процессов по формам циркуляции, а для удобства их обозначений применялся способ шифровки [143].

В качестве критериев, позволяющих разделить атмосферные процессы, развивающиеся в каждом из трех районов полушария, на зональные или меридиональные, были использованы средние значения общего индекса циркуляции на поверхности 100 мб. Процесс считался зональным, если значение общего индекса I' , вычисленного по ежедневным картам барической топографии, было меньше среднего значения \bar{I}' , и меридиональным, если величина I' была больше или равна \bar{I}' (см. табл. 16).

Зональные процессы обозначались цифрой 1, меридиональные — цифрой 2. Для обозначения однородных зональных процессов, т. е. процессов, при которых во всей зоне 35—70° N, в том числе и в ее северной половине (52—70° N), значения индекса I_z были меньше критического, использовался шифр 11. Однородные меридиональные процессы, характеризуемые во всем районе и в северной его половине значением индекса I_m , равным или превышающим критическое значение, шифровались числом 22. К смешанным относились процессы, при которых отклонение индексов циркуляции от критического значения во всей широтной зоне и в северной ее половине характеризовалось разными знаками. При этом шифр 12 использовался в тех случаях, когда во всей зоне 35—70° N в основном выполнялось неравенство $I' < \bar{I}'$ (зональный процесс), а в северной ее половине — $I' \geq \bar{I}'$, т. е. преобладал меридиональный процесс. Случаи обратного соотношения процессов, когда во всей зоне 35—70° N $I \geq \bar{I}'$, т. е. преобладал меридиональный процесс, а в северной ее половине $I' < \bar{I}'$, т. е. процесс являлся зональным, использовался шифр 21.

Сопоставление ежедневных значений общего индекса I' , вычисленных для всей зоны и отдельно для ее северной половины, с указанными критериями позволило разделить процессы, развивающиеся в каждом районе, на однородные зональные (11), однородные меридиональные (22) и смешанные (12 и 21). Эти ежедневные данные использованы для определения средней месячной повторяемости различных форм циркуляции.

Результаты вычислений показали, что средняя месячная повторяемость зональных и меридиональных процессов, вычисленная по ежедневным данным, от месяца к месяцу обычно изменяется, причем в каждом из трех районов по-разному. В то же время в годо-

вом ходе повторяемости имеется ряд общих, характерных для всех районов черт. Например, повторяемость зональных процессов уменьшается к лету и увеличивается к зиме, а повторяемость меридиональных циркуляций, наоборот, увеличивается к лету, уменьшается к зиме. Кроме того, в нижней стратосфере повторяемость зональных и меридиональных процессов изменяется в гораздо больших масштабах, чем в тропосфере. Так, зимой повторяемость зональной циркуляции в нижней стратосфере во всех районах больше (меридиональной — меньше), чем в тропосфере; летом — картина обратная.

Различия в годовом ходе повторяемости обеих форм циркуляции можно объяснить различными условиями формирования поля температуры в высоких широтах зимой и летом. В результате, характерное для тропосферы направление горизонтального градиента температуры (юг—север) сохраняется и в стратосфере, чем и определяются здесь большие градиенты геопотенциала и усиление зональной циркуляции.

Летом горизонтальный градиент температуры, направленный в тропосфере, как и зимой, с юга на север, с высотой постепенно уменьшается и вблизи тропопаузы меняет знак. Начиная с этого уровня градиенты геопотенциала уменьшаются и приблизительно на высотах 18—20 км меняются их знак.

Указанные изменения градиентов температуры и геопотенциала непосредственно отражаются на характере атмосферной циркуляции, уменьшая повторяемость зональных процессов на уровне 100 мб летом до минимума и увеличивая повторяемость меридиональных процессов.

Далее мы еще остановимся подробнее на зональных и меридиональных процессах в каждом из трех районов северного полушария, а сейчас рассмотрим лишь некоторые особенности годового хода зональных и меридиональных процессов по районам.

В первом районе зимой преобладает зональная циркуляция, обусловленная большим температурным контрастом между холодной Арктикой и относительно теплым югом Европы и Средней Азии, а также между холодной Гренландией и теплой Атлантикой. Поскольку в холодную часть года контрасты температуры наиболее велики, годовой максимум повторяемости зональных процессов наблюдается здесь зимой. В декабре и январе число дней с зональными процессами на поверхности 100 мб по сравнению с уровнем 500 мб возрастает на 35—40%.

Зональные процессы имеют большую повторяемость и в начале весны (марте). Хотя уже начинается заметное уменьшение градиентов температуры и геопотенциала, однако контрасты температуры юг—север еще остаются значительными и в обеих сферах преобладают зональные процессы. То же приблизительно имеет место и в апреле.

Позднее в связи с быстрым нагреванием материка происходит выравнивание температуры между Атлантикой и Европой с Западной Сибирью, а затем над материком формируется гребень тепла.

Это сопровождается увеличением меридиональных и уменьшением зональных процессов, а минимальная повторяемость зональной циркуляции наблюдается в июне—июле. В августе—сентябре летний режим начинает ослабевать, градиенты температуры между материками и океанами уменьшаются, а между низкими и высокими широтами возрастают, и число зональных процессов резко увеличивается.

Во втором районе более сложны физико-географические условия. Здесь находятся по соседству огромный Азиатский материк и Тихий океан, которые оказывают существенное влияние на характер атмосферных процессов. Эти условия отражаются и на годовом ходе повторяемости различных форм циркуляции.

Максимум повторяемости зональной циркуляции наблюдается не зимой, как в первом районе, а осенью (в октябре); второй небольшой максимум отмечается в марте, когда происходит выравнивание температур между материком и омывающим его океаном. Интенсивное охлаждение континента в ноябре—декабре при сравнительно небольшом понижении температуры поверхностных вод океана приводит к увеличению градиента температуры океан—материк, развитию меридиональной циркуляции и соответственно уменьшению повторяемости зональных процессов в тропосфере и нижней стратосфере.

В зимние месяцы контрасты температуры на стыке материка и океана еще более возрастают и, следовательно, условия для развития меридиональных процессов сохраняются. Повторяемость меридиональной циркуляции в период октябрь—февраль непрерывно растет, а зональной — уменьшается. Только в марте, когда материк начинает прогреваться и градиент температуры океан—материк уменьшается, число дней с меридиональными процессами убывает, а повторяемость зональной циркуляции несколько возрастает.

В отличие от первого района, смешанная форма циркуляции 12 характеризуется большой повторяемостью в весенние и особенно в осенние месяцы в тропосфере и зимой в стратосфере. Объясняется это тем, что весной и осенью выравнивание температур материка и океана не охватывает северных районов, где градиент температуры океан—материк хорошо выражен, и меридиональные процессы чаще наблюдаются в северной половине района. За исключением летних месяцев, повторяемость формы 12 в стратосфере сравнительно высокая. Максимум приходится на декабрь—январь, когда над севером Тихого океана в стратосфере формируется область тепла и высокого давления.

В третьем районе максимум повторяемости зональной циркуляции в обеих сферах приходится на осенние месяцы, когда одновременно с выравниванием температур материка и океана возрастают горизонтальные градиенты геопотенциала между еще прогретым югом и охлаждающимися полярными районами Северной Америки. Правда, осенью в высоких широтах стратосфера теплее, чем на юге материка, однако разность температур не так велика, как летом, и не оказывает большого влияния на изменение

поля геопотенциала на поверхности 100 мб. Что касается повторяемости зональной и меридиональной циркуляции в теплую часть года, то здесь, как и в смежных районах, в тропосфере и особенно в стратосфере с увеличением повторяемости формы 22 также резко уменьшается повторяемость формы 11.

6.5. Атмосферные процессы в смежных районах северного полушария

Крупномасштабные процессы, развивающиеся в одном районе, очевидно, должны оказывать влияние на перестройку термобарического поля в смежных районах. Еще в 40-х годах этому вопросу было уделено большое внимание в работах Х. П. Погосяна и Н. Л. Таборовского [145, 148 и др.], где развивалась идея о взаимозависимости меридиональных преобразований высотных деформационных полей в смежных районах. В этих исследованиях главное внимание было обращено на выявление механизма преобразования термобарического поля в смежных районах.

Изучая сопряженность процессов, некоторые авторы пытались определить повторяемость процессов, развивающихся в смежных районах полушария. Полученные результаты оказались не особенно обнадеживающими. Еще труднее было получить асинхронные связи по преобладанию процессов, столь необходимые при составлении прогнозов погоды с малой и большой заблаговременностью. В монографии [143] рассмотрено влияние, оказываемое процессами в американском секторе северного полушария на процессы атлантико-европейского сектора. Авторы выявили некоторые особенности атмосферной циркуляции в Европе и смежных районах, возникающие под воздействием изменения интенсивности циркуляции в западном полушарии. На основе учета интенсивности циркуляции и условий сопряженности процессов в этих двух районах была сделана попытка получить указания для долгосрочного прогноза аномалии температуры на Европейской территории СССР.

В другой монографии [166] также содержатся данные о связи между процессами в различных районах северного полушария. Для характеристики сопряженности процессов в разных районах северного полушария автор ищет количественные показатели траекторий крупных атмосферных вихрей и использует устойчивый перенос воздушных масс в тропосфере. На полушарии выделены районы с разной формой циркуляции и дается анализ синхронных связей между процессами в различных, меньших по территории районах.

В заключение делается вывод о том, что между циркулирующей атмосферой в различных районах полушария существуют связи, но они неодинаковы и зависят от интенсивности зонального или меридионального переноса. Поэтому в работах [34, 166] сделан вывод, что при составлении прогнозов погоды необходимо учитывать

интенсивность циркуляции и взаимосвязь атмосферных процессов в разных районах полушария.

В работе [143] на основе ежедневных количественных характеристик зональной и меридиональной циркуляции атмосферы также была определена взаимосвязь основных форм циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере в трех районах полушария.

Результаты статистической обработки данных представлены в приведенных ниже таблицах. Таблица 17 содержит сведения о числе случаев с различной формой циркуляции (в процентах от общего числа дней по сезонам). Как видим, в тропосфере и нижней стратосфере чаще наблюдается однородная меридиональная циркуляция 22, повторяемость которой во все сезоны в большинстве случаев превышает 40—50%. Повторяемость однородной зональной циркуляции 11 в целом меньше. Она чаще наблюдается

Таблица 17

Повторяемость различных форм циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере по сезонам

Форма циркуляции	Первый район				Второй район				Третий район				Общее число случаев в сезоне
	500 мб		100 мб		500 мб		100 мб		500 мб		100 мб		
	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	
Зима													
11	196	44	267	59	57	13	67	15	148	33	189	42	450
22	159	35	110	25	251	56	227	50	182	41	171	38	
12	49	11	37	8	118	26	152	34	78	17	67	15	
21	46	10	36	8	24	5	4	1	42	9	23	6	
Весна													
11	189	41	141	31	103	22	78	17	142	31	131	29	460
22	178	39	231	50	191	42	248	54	222	48	229	50	
12	40	9	51	11	151	33	125	27	36	8	80	17	
21	53	11	37	8	15	3	9	2	60	13	20	4	
Лето													
11	156	34	92	20	112	24	49	11	170	37	84	18	460
22	222	48	286	62	247	54	325	71	197	43	292	64	
12	54	12	57	12	79	17	43	9	41	9	25	5	
21	28	6	25	6	22	5	43	9	52	11	59	13	
Осень													
11	193	42	168	37	131	29	263	58	280	61	275	60	455
22	179	40	206	45	118	26	47	10	75	17	92	20	
12	38	8	39	9	190	42	126	28	29	6	30	7	
21	46	10	42	9	16	3	19	4	71	16	58	13	

зимой в первом районе и осенью в третьем. Смешанные формы циркуляции 12 и 21, особенно последняя, наблюдаются заметно реже.

Величины повторяемости одинаковых форм циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере близки между собой. В редких случаях они расходятся более чем на 25% общего числа случаев на поверхностях 500 и 100 мб. Особенно заметны расхождения летом, когда во всех трех районах повторяемость зональной циркуляции 11 в стратосфере резко уменьшается, а повторяемость слабой меридиональной циркуляции 22 — увеличивается. Это можно объяснить тем, что в соответствии с летним радиационным режимом уже на поверхности 100 мб горизонтальный градиент геопотенциала ослабевает и в высоких широтах часто появляется ячеистая структура поля H . В этих условиях повторяемость меридиональной циркуляции по сравнению с тропосферой, естественно, возрастает. Осенью во втором районе повторяемость зональной формы 11 с высотой увеличивается, а меридиональной 22 уменьшается.

Повторяемость различных сочетаний форм циркуляции в смежных районах представлена в монографии [143]. При их построении за основу был взят поочередно один из трех районов, и по отношению к форме циркуляции, развивающейся в нем, была подсчитана повторяемость сочетаний различных форм циркуляции в смежных районах. При этом за основу принимался один из районов и повторяемость определялась от числа случаев данной формы циркуляции в этом районе. Оказалось, что повторяемость сочетаний форм циркуляции в разных районах как в тропосфере, так и в стратосфере в большинстве случаев не превышает 50—60%, что указывает на большую сложность взаимосвязи атмосферных процессов в смежных районах. В то же время некоторые сочетания их встречаются чаще, чем другие. Зимой, например, при зональной форме 11 в первом районе в 58% случаев в тропосфере и в 45% случаев в стратосфере во втором районе наблюдается меридиональная форма циркуляции 22. Высока повторяемость и меридиональных форм циркуляции в первом и втором районах: 60% в тропосфере и 58% в стратосфере. Наоборот, повторяемость сочетаний формы II во втором районе и форм 11, 22 и 21 в первом невелика (9—13%), а повторяемость сочетаний формы 21 во втором районе и всех четырех форм циркуляции в первом составляет всего лишь 4—9%. В первом и третьем районах зимой повторяемость обычно меньше 50%. Наиболее часто наблюдаются однородные меридиональные процессы 22 в первом и в третьем районах (48% в тропосфере и 49% в стратосфере) и смешанные процессы 21 в первом и 22 в третьем районах (46 и 47% соответственно).

Весной наибольшей повторяемостью характеризуются меридиональные процессы 22 во втором районе при зональной циркуляции в первом (49% в тропосфере и 55% в стратосфере). Повторяемость сочетаний всех форм циркуляции в первом и третьем

районах в основном не превышает 50%. Исключение составляют только меридиональные процессы формы 22 в первом районе, при которых в третьем районе наиболее часто (в 71% случаев) наблюдаются меридиональные процессы форм 21 и 22.

Летом в обеих сферах возрастает повторяемость сочетаний формы 12 в первом и формы 22 во втором районах (61 и 72%), сочетаний 22 в обоих районах (54 и 77%), 21 в первом и 22 во втором районах (54 и 64%). Меньше всего, как и зимой, повторяемость сочетаний формы 21 во втором и третьем районах со всеми формами циркуляции в первом районе. Остальные виды сочетаний составляют 20—40% случаев.

Осенью наблюдается сравнительно большая повторяемость сочетаний формы 11 в первом районе и 11, 12 во втором районе (75% в тропосфере и 84% в стратосфере), форм 22 в первом районе и 11, 12 во втором районе (63 и 85%), форм 21 в первом районе и 11, 12 во втором районе (79 и 88%). Наибольшую повторяемость имеют сочетания формы 11 в первом и третьем районах (62 и 60%), формы 12 в первом и 11 во втором районах (74 и 62%), формы 12 в первом и (11—12) во втором (79 и 67%). Если летом сочетания меридиональных форм (22—21) наблюдаются чаще, чем другие, то осенью наибольшая повторяемость приходится на зональную циркуляцию (11—12), что определяется тепловыми условиями подстилающей поверхности. Как известно, летом вследствие прогрева воздуха над Восточной Азией возникает гребень тепла, а осенью в результате выравнивания температуры над сушей и океаном изогипсы больше следуют параллелям. Величины повторяемости сочетаний форм циркуляции во втором и третьем районах с формами циркуляции в смежных районах мало отличаются от данных, полученных, когда за основу было принято число случаев с формой циркуляции в первом районе.

Из работы [143] следует, что в большинстве случаев синхронная повторяемость сочетаний различных форм циркуляции в смежных районах северного полушария недостаточно велика, чтобы говорить об определенной закономерности процессов, развивающихся над полушарием.

Количественная оценка процессов в тропосфере и стратосфере трех районов северного полушария с помощью индексов циркуляции I_z и I_m показала, что в зависимости от сезонов года повторяемость зональной и меридиональной циркуляции значительно колеблется. Наиболее существенные различия наблюдаются зимой и летом, причем с высотой они заметно возрастают. Максимальная повторяемость зональных процессов в декабре в первом и в октябре во втором и третьем районах по пятилетним данным составляет 60—70% общего числа дней, тогда как летом в июне—июле она уменьшается до 4—7% (в то же время повторяемость меридиональной циркуляции возрастает примерно до 80%).

Однако, несмотря на такую большую повторяемость, разделение процессов на зональные и меридиональные является слишком общим, поэтому применение полученных данных о повторяемости

процессов для характеристики преобразований термобарических полей ограничено. Заметим, что все это относится только к синхронным связям. Асинхронные связи, знание которых столь необходимо при составлении долгосрочных прогнозов погоды, в этой работе не рассматривались.

Попытка установить на основе ежедневных величин I_3 и I_m сопряженность атмосферных процессов в первом районе с процессами во втором и третьем районах показала, что взаимосвязь и взаимовлияние процессов в смежных районах несомненно существуют. Однако проявление этой связи весьма сложное: в одних случаях в течение длительных периодов времени процессы в смежных районах развиваются однозначно, тогда как в аналогичные периоды других лет направленность процессов разная. Вследствие этого трудно установить какую-либо закономерность в развитии атмосферных процессов и тем более рекомендовать ее для применения в прогнозах погоды.

6.6. Аномалии атмосферной циркуляции

Преобладающий в тропосфере западный перенос непрерывно чередуется с меридиональной циркуляцией. Однако нередко случается, когда в течение длительного времени имеет место либо западный перенос без чередования с междуширотным обменом, либо, наоборот, устанавливается меридиональная циркуляция, надолго нарушающая западный перенос. И в первом и во втором случаях поля давления, температуры и других метеорологических элементов на всех уровнях приобретают формы, резко отличающиеся их от средних полей метеорологических элементов, характерных для данного месяца или сезона. Это в значительной степени отражается и на погодных характеристиках. Обычно со значительными аномалиями циркуляции связано экстремальное распределение метеорологических элементов, поэтому их изучение приобретает большую важность, прогноз аномалии является наиболее трудным в долгосрочном прогнозировании.

На средней карте топографии любого аномального месяца всегда можно найти в структуре поля общие черты со средней картой, характерной для данного сезона. Это значит, что элементы сезонного высотного барического поля обладают большой устойчивостью, при которой исключается возможность больших отклонений. Для определения характера аномалии средними месячными картами можно пользоваться в тех случаях, когда наблюдался однотипный процесс в течение большей части месяца. Если же аномальный процесс перемежался с другими процессами такой же длительности, то средняя карта обычно не отражает преобладающего процесса. Поэтому, если ограничиться рассмотрением только значительной аномалии, обусловившей существенное изменение структуры термобарического поля тропосферы в сравнении с многолетними, то по нему можно с уверенностью судить о характере преобладающего процесса в течение данного месяца. Поскольку

существует определенная связь между структурой высотного барического поля и аномалией приземного давления, то можно по расположению изаномал приземного поля давления судить об аномалии высотного барического поля.

Аномалии циркуляции, влекущие за собой соответствующие аномалии элементов погоды, нередко распространяются одновременно на континенты Америки, Европы и Азии, имея везде один и тот же знак, либо захватывают один лишь континент или даже часть его. Наиболее часто имеют место аномалии, захватывающие один из континентов, причем на континенте Евразии вследствие его больших размеров такие аномалии в разных местах имеют различные знаки. Например, из 34 январей и февралей за 1891—1930 гг., характеризовавшихся значительными аномалиями температуры, 20% месяцев оказалось аномально холодных, 18% — аномально теплых одновременно в Евразии и Америке; остальные 62% приходятся на случаи аномалий, распространяющихся на один из континентов [126].

Анализ месячных карт аномалий приземного давления и температуры показывает, что отрицательные аномалии температуры в умеренных широтах зимой связаны с положительной аномалией давления в этих же широтах. Кроме того, при положительной аномалии давления в высоких широтах в умеренных и низких широтах имеет место отрицательная аномалия. Наоборот, при отрицательной аномалии давления в высоких широтах в умеренных и низких широтах имеет место положительная аномалия давления. На Атлантике это приводит к известной связи между колебаниями интенсивности азорского антициклона и исландского циклона. На основе этих колебаний определялась интенсивность циркуляции над Атлантикой. Вполне понятно, что если на район исландского циклона накладывается положительная аномалия давления, а на район Азорского антициклона — отрицательная, то градиент приземного давления между этими центрами будет ослаблен, а в противоположном случае он будет усилен.

Если, например, положения отдельных циклонов мало отклоняются от района исландской депрессии, а область повышенного давления — от района азорского антициклона, то это указывает на нормальное развитие меридиональности. На средних картах при этом получается более значительные градиенты приземного давления. То же самое может быть и в тех случаях, когда циклоны не столь интенсивны, чем в первом случае, так как более значительная локализация их деятельности приведет к тому, что в среднем исландский циклон окажется глубже. То же самое будет справедливо по отношению к азорскому антициклону.

Так как при меридиональной циркуляции происходит глубокое проникновение к югу холодных воздушных масс, а также вынос теплых масс воздуха на север, то, естественно, что эти процессы должны приводить к большим контрастам температур в районах их встречи, а процессы цикло- и антициклогенеза должны протекать здесь более интенсивно.

Циркуляция и погодные условия на континентах зимой непосредственно связаны с наличием сезонных высотных гребней на океанах вблизи западных берегов Америки и Европы, которые можно рассматривать как индексы меридиональности и аномальности. Естественно, что аномалии, распространяющиеся на один из континентов, имеют большую повторяемость, так как это связано с изменением состояния лишь одного из таких гребней, тогда как для общей аномалии необходимо синхронное и однозначное изменение состояния обоих гребней.

Вопрос о связях между характером атмосферной циркуляции и аномалиями температуры и давления подробно освещен многими исследователями. Например, при преобладании западного переноса зимой в средних широтах Евразии наблюдается положительная аномалия температуры, поскольку при западном переносе происходит наиболее интенсивная адвекция тепла с Атлантики на материк. Этот макропроцесс сопровождается перемещением циклонов в умеренной зоне и развитием мощной фронтальной облачности, препятствующей радиационному выхолаживанию подстилающей поверхности.

Летом при преобладании западной циркуляции над средней полосой также выпадают обильные осадки.

Восточный тип циркуляции характеризуется нарушением западного переноса на значительной территории. Наиболее часто он осуществляется над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью. Этому способствует положение теплого Атлантического океана и холодных материков Европы и Азии. Ему предшествует меридиональное преобразование высотного термобарического поля и интенсивная адвекция теплых масс воздуха в высокие широты. В соответствии со структурой высотного термобарического поля циклоны движутся со стороны Норвежского моря в северо-восточном направлении. Сюда же направляется основная адвекция тепла. Формирующаяся при этом на севере Восточной Европы и Западной Сибири высотная фронтальная зона обычно характеризуется значительными контрастами температуры и сходящейся системой воздушных течений. При этом теплая часть ее обычно располагается над северными морями, а на севере упомянутых районов — холодная часть высотной фронтальной зоны. В южной части ее осуществляется адвекция холода, направленная с северо-востока на юго-запад. С восточным типом процессов связаны экстремально низкие температуры и высокое давление над Центральной и Западной Европой. Охлаждение воздуха над материком зимой способствует усилению восточной циркуляции.

Этот тип циркуляции летом осуществляется заметно реже и менее интенсивно, что обусловлено большим прогреванием масс воздуха над материками в сравнении с океанами.

Меридиональный тип циркуляции характеризуется возникновением высотных гребней и ложбин и нарушением западного переноса в средних широтах. В зависимости от продолжительности расположения развивающихся высотных теплых гребней, направ-

ленных с юга на север (в северном полушарии) и высотных холодных ложбин, направленных с севера на юг, локализуются аномалии температуры и давления.

В связи с тепловыми условиями подстилающей поверхности, зимой наиболее часто высотные гребни возникают над Атлантикой и прилегающей частью Европы, а ложбины над Восточной Европой и частью Западной Сибири. Аналогичное расположение высотных гребней и ложбин имеет место над восточной частью Тихого океана и Северной Америкой.

В связи с различными тепловыми условиями материков и океанов летом при меридиональном типе циркуляции локализация гребней и ложбин происходит не так, как зимой. В теплое полугодие гребни высокого давления чаще локализуются на материках, а ложбины — на океанах.

Изучению закономерностей преобразования одной формы циркуляции в другую большое внимание уделено в работах Г. Я. Вангенгейма и А. А. Гирса. Установлены некоторые черты преемственности между основными типами циркуляции: западной, меридиональной и восточной. Выявить вероятность перехода одной преобладающей формы циркуляции в другие формы необходимо для прогноза ледовитости северных морей на месяц и сезон. Например, установлено, что после зим с восточной циркуляцией в апреле преобладает меридиональная циркуляция с холодными вторжениями с севера на Европейскую территорию СССР. Меридиональная циркуляция в апреле обычно сменяется в мае кратковременно на восточную, а в июне—июле вновь преобладает меридиональная циркуляция. При указанной преемственности преобладающих форм циркуляции над большей частью Европейской территории СССР наблюдается дефицит осадков. Получены и другие закономерности преемственности форм циркуляции в различные сезоны.

Вопросу преемственности атмосферных процессов уделено большое внимание в исследованиях многих других авторов. Большое внимание уделяется и многолетним (эпохальным) преобразованиям форм атмосферной циркуляции [45]. Эти исследования ведутся с целью выявления причин изменения климата в различных районах северного полушария, а также для целей сверхдолгосрочных прогнозов погоды. Согласно приведенным данным, установлено, что в различные периоды преобладали различные типы циркуляции:

Годы	1891—1899	1900—1928	1929—1939	1940—1948	1949—1955
Тип циркуляции	W + C	W	E	C	E

Определение эпохального характера циркуляции над полушарием в известной мере может быть использовано при составлении долгосрочных прогнозов погоды.

В многочисленных исследованиях аномалии общей циркуляции атмосферы было немало попыток объяснить возникновение ее кос-

мическими воздействиями, в частности изменением активности солнечной деятельности. В целом ряде работ отыскивалась связь между циркуляционными процессами над Атлантикой и погодой в Европе, режимом температуры в районе Исландии и температурной аномалией в Европе. Исследовалось влияние Атлантики, в частности Гольфстрима, на погоду в Европе. Некоторые авторы ставили себе цель отыскать корреляционные связи между характером циркуляции над Атлантикой, ледовитостью северных морей и погодой в Европе [38]. Особенно большое число работ посвящено типизации циркуляционных процессов над Атлантикой и Европой в целях установления связи с последующими погодными условиями в Европе и т. д. Однако эти вопросы все еще остаются неясными и подлежат дальнейшему изучению.

В работах [161, 162] сделана попытка объяснить меридиональную и зональную циркуляции над Европой распределением аномалии температуры воды в северной части Атлантического океана. Поскольку структура высотного барического поля в значительной степени зависит от тепловых условий подстилающей поверхности, то очевидно, что аномалия распределения температуры поверхностных вод океанов может оказать влияние на характер циркуляции. Результаты выполненного исследования являются интересными, хотя можно допустить, что территория северных частей Атлантики или Тихого океана не достаточна для коренного воздействия на формирование аномальной структуры высотного термобарического поля.

Для решения вопроса о влиянии тепловых условий подстилающей поверхности на характер атмосферной циркуляции целесообразно ввести в рассмотрение всю ту часть северных районов полушария, над которыми возникает аномальное распределение температуры подстилающей поверхности. Последнее можно объяснить особенностями атмосферной циркуляции предшествующего сезона. Не подлежит сомнению, что в данном случае можно говорить о непосредственном влиянии термических свойств подстилающей поверхности на возникновение аномалии циркуляции.

Вопрос о происхождении аномалии циркуляции многие исследователи связывают с солнечной деятельностью. Однако до сих пор остается невыясненным механизм воздействия интенсивности солнечной деятельности на атмосферные процессы. Этот кардинальный вопрос атмосферной циркуляции еще ждет своего решения. В частности, эпохальное преобразование форм атмосферной циркуляции связывается с солнечной активностью. Так, например, согласно работе [45], при активизации солнечной деятельности в атмосфере преобладают меридиональные процессы, а при ослаблении солнечной деятельности — западная циркуляция. Аналогичные выводы можно найти в исследованиях [33, 45, 156, 189, 200, 201 и др.].

В последние годы в Гидрометцентре СССР Э. Р. Мустелем [111, 112] и Р. Ф. Усмановым [179] ведутся исследования солнечно-

атмосферных связей. Авторы установили, что с усилением геомагнитного возмущения в земной атмосфере усиливаются меридиональные процессы. При этом в одних районах северного полушария происходит повышение атмосферного давления, в других, наоборот, — понижение. В этих исследованиях впервые было учтено начальное состояние атмосферы при усилении геомагнитного возмущения. Это очень важно, так как усиление солнечной активности и геомагнитного возмущения обычно происходит при различных условиях атмосферной циркуляции. Естественно, что и результаты должны соответствовать исходным условиям циркуляции.

НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЗИМНИЕ ПОТЕПЛЕНИЯ В СТРАТОСФЕРЕ

7.1. Особенности сезонной циркуляции воздуха в стратосфере

Атмосферные процессы в стратосфере особенно интенсивны в холодный период года, когда градиенты температуры и геопотенциала наиболее велики. В весенний период непериодические процессы резко ослабевают, а в июле—августе почти исчезают.

Если бы сезонные поля температуры и геопотенциала в стратосфере определялись лишь условиями лучистого теплообмена, то в холодном полушарии в этой сфере формировался бы циркулярный циклон с центром над полюсом и с неизменным западным переносом. Приблизительно такие условия создаются летом в результате наибольшего прогрева воздуха в полярном районе. В этих условиях направление градиента температуры становится обратным тропосферному. Поэтому в слое 16—20 км появляются слабые ветры неустойчивых направлений, а выше — устойчивые восточные ветры. Таким образом, происходит как бы изоляция тропосферы от вышележащей сферы. И, действительно, тропосферные процессы, какими бы ни были они интенсивными, затухают в этом слое.

Иное положение зимой. В связи с большим охлаждением воздуха в полярной стратосфере градиент температуры и геопотенциала, как и в тропосфере, бывает направлен из низких в сторону высоких широт, в связи с чем происходит приращение ветра с высотой. Зимой в стратосфере создаются большие градиенты температуры и геопотенциала и при воздействии извне, в частности из тропосферы, здесь возникают крупные преобразования циркуляции. Зимой не создается слоя слабых ветров, изолирующего стратосферу от нижней сферы.

Таким образом, в соответствии с радиационными условиями в летнем полушарии формируется стратосферный полярный антициклонический вихрь, который зимой сменяется еще более мощным вихрем — циклоническим.

Летний стратосферный антициклон достигает максимального развития на поверхности 10 мб в конце июня — в июле, когда величина геопотенциала в его центре на AT_{10} возрастает до 3216—3240 дкм. На нижележащих поверхностях наступление максимума сдвигается на более поздние сроки. Во второй половине июля антициклон начинает ослабевать. Однако до середины августа этот

процесс протекает медленно, геопотенциальные высоты на карте AT_{10} уменьшаются на 25—50 дам и на всем полушарии восточная циркуляция остается еще хорошо выраженной.

Небольшие нарушения зональной циркуляции начинаются с появления отдельных ложбин, направленных из умеренной зоны в сторону высоких широт. Возникновение их связано с развитием глубоких внетропических циклонов, которые влияют на структуру поля геопотенциала нижней стратосферы. Кроме того, изменение характера циркуляции на высотах от лета к осени объясняется общим уменьшением геопотенциала в августе вследствие радиационного охлаждения воздуха.

Быстрое разрушение стратосферного антициклона на поверхности 10 мб происходит во второй половине августа, когда центр антициклона раздваивается и оформившиеся центры как бы перемещаются к югу. При этом началом разрушения антициклона считается образование второго центра в его системе, общее уменьшение геопотенциала и сокращение по площади (табл. 18).¹

Таблица 18

Даты начала разрушения стратосферного летнего антициклона в северном полушарии и величины геопотенциала H в его центре

Год	10 мб		30 мб		50 мб	
	дата	H дам	дата	H дам	дата	H дам
1957	13 VIII	3192	12 VIII	2432	1 VIII	2112
1958	26 VIII	3168	23 VIII	2428	1 VIII	2112
1959	22 VIII	3192	12 VIII	2432	9 VIII	2112
1960	19 VIII	3184	14 VIII	2436	20 VII	2112
1961	14 VIII	3192	10 VIII	2452	2 VIII	2112
1962	19 VIII	3168	8 VIII	2452	8 VIII	2104
1963	19 VIII	3192	11 VIII	2452	8 VIII	2112
1964	20 VIII	3192	10 VIII	2452	15 VII	2120
1965	18 VIII	3200	11 VIII	2464	3 VIII	2120
1966	17 VIII	3200	11 VIII	2464	6 VIII	2120

Из табл. 18 следует, что разрушение антициклона на поверхности 30 мб начинается раньше, чем на 10 мб. Это вполне согласуется с условиями радиационного освещения полярной области. На поверхности 50 мб циркумполярный восточный вихрь сравнительно редко распространяется на все полушарие, подобно тому как это бывает на поверхности 30 мб и особенно на 10 мб. Крупные тропосферные барические образования заметно деформируют зональный поток. Даже в июле, когда стратосферный антициклон достигает наибольшей мощности, на поверхности 50 мб его центр раздваивается. Последующее развитие процесса заключается в уг-

¹ При исследовании стратосферных процессов использованы карты барической топографии, изданные Берлинским университетом [230].

дублировании образовавшейся ложбины, оформлении замкнутой циклонической циркуляции и смещении только что сформировавшегося циклона к полюсу. Интересно отметить, что на поверхностях 200, 100 и даже 50 мб замкнутая циклоническая циркуляция прослеживается почти ежедневно, тогда как на вышележащих поверхностях циклоны в июле отсутствуют. При переходе от лета к осени первый циклон на полушарии, как правило, появляется на картах АТ₃₀ в первой декаде августа, а на картах АТ₁₀ — во второй (табл. 19).

Таблица 19

Даты появления первого циклона в стратосфере северного полушария в конце лета (1957—1966 гг.) и величины геопотенциала в его центре

Год	10 мб		30 мб	
	дата	<i>H</i> дам	дата	<i>H</i> дам
1957	18 VIII	3164	15 VIII	2416
1958	26 VIII	3148	23 VIII	2408
1959	20 VIII	3164	11 VIII	2424
1960	20 VIII	3164	9 VIII	2430
1961	18 VIII	3180	9 VIII	2432
1962	14 VIII	3164	3 VIII	2432
1963	20 VIII	3164	11 VIII	2432
1964	20 VIII	3156	13 VIII	2424
1965	11 VIII	3176	2 VIII	2424
1966	13 VIII	3176	8 VIII	2426

Уже в конце сентября в высоких и частично в умеренных широтах устанавливается хорошо выраженный западный перенос воздуха. Этот процесс усиливается в связи с переходом к зимним радиационным условиям. Так, к концу ноября высота затененной атмосферы над полюсом уже превышает 300 км и радиационное охлаждение воздуха на высотах 20—30 км составляет около 1° в день. Это приводит к дальнейшему понижению температуры и геопотенциала и к усилению зимнего стратосферного полярного циклона и западной циркуляции. Основной особенностью этого процесса является сравнительно спокойный циркуляционный режим в первую половину холодного полугодия, тогда как для второй его половины характерны частые, иногда исключительно резкие нарушения циркуляции, которые сопровождаются меридиональными преобразованиями барического поля и большими изменениями температуры.

В монографии [142] приведены ежедневные значения геопотенциала в центре стратосферного полярного циклона на поверхности 10 мб в период с конца августа до конца мая за десять лет (1957—1967 гг.).

Начиная приблизительно со второй половины декабря в общем спокойный режим циркуляции в отдельные годы подвергается

исключительно резким изменениям, которые в одних районах в течение непродолжительного периода приводят к повышению температуры на 30—50° и смене западного ветра на восточный, а в других, наоборот, к столь же значительным похолоданиям и не менее резким изменениям направления ветра. В эти периоды обычно резко изменяет свое положение и стратосферное струйное течение. Наиболее значительные изменения в системе полярного циклонического вихря в период 1957—1967 гг. произошли в последней декаде января — первой декаде февраля 1958 г. и во второй половине января 1963 г.

В начале третьей декады января 1958 г. начался обычный процесс раздвоения центра полярного циклона. Однако на этот раз процесс раздвоения циклона характеризовался особенно большой интенсивностью. Один из возникших после раздвоения центров находился над восточной частью Азии, второй — над Гренландией. Адиабатическое нагревание, а также вынос теплого воздуха из умеренных широт в высокие в системе стратосферной фронтальной зоны, огибающей переднюю часть циклонов, привели к значительному повышению геопотенциала в системе обоих циклонов. Заполнение их было настолько значительным, что даже после окончания этого процесса величины H в центре циклона превышали на 150—200 дкм в феврале и на 40—100 дам в первой половине марта значения геопотенциала, наблюдавшиеся в центре циклона в эти же месяцы других лет.

Колебания минимальных значений геопотенциала в центре циклона в разные годы довольно велики (более 100 дам). За десятилетие самое низкое значение H_{10} было отмечено в 1964 г. и составило 2736 дам, тогда как в 1960 и 1961 гг. оно достигало 2840 дам. Диапазон колебаний ежедневных значений H_{10} в центре стратосферного полярного циклона в январе — феврале составляет 300—320 дам.

Заполнение зимнего стратосферного циклона весной происходит гораздо более разнообразно, чем формирование его осенью. В одни годы заполнение циклона начинается рано (в 1964 г. в начале февраля, а в 1959 и 1961 гг. в конце февраля) и сравнительно быстро заканчивается (во второй половине апреля). В другие годы оно растягивается на более длительный срок. Например, в 1962 г. этот процесс продолжался свыше трех месяцев, тогда как в 1961 г. — примерно два месяца, а в 1960 г. — всего лишь около полутора месяцев.

С наступлением полярного дня воздух в стратосфере прогревается, изобарические поверхности повышаются и в системе полярного стратосферного циклона возникают сначала два, а затем несколько (иногда 6—7) центров. Перемещаясь к югу, они образуют вокруг полюса пояс низкого давления, который продолжает смещаться к югу и постепенно заполняется.

В мае полярный циклон уже по существу исчезает, однако в умеренных широтах еще прослеживаются отдельные депрессии. Значения геопотенциала на карте AT_{10} в их центрах в разные годы

настолько близки, что кривые на рисунке почти сливаются. Последний в северном полушарии циклон исчезает на картах АТ₁₀, в конце мая — середине июня, на картах АТ₃₀ — несколько позднее (табл. 20), а на нижележащих поверхностях циклоны, как уже упоминалось, наблюдаются в течение всего года.

Таблица 20

Даты заполнения последнего циклона в стратосфере северного полушария летом 1958—1967 гг. и величины геопотенциала в его центре

Год	10 мб		30 мб	
	дата	<i>H</i> дам	дата	<i>H</i> дам
1958	22 VI	3148	22 VI	2400
1959	27 V	3124	5 VI	2400
1960	10 VI	3144	12 VI	2408
1961	25 V	3128	25 V	2388
1962	7 VI	3140	15 VI	2408
1963	12 VI	3148	14 VI	2416
1964	25 V	3132	1 VI	2404
1965	29 V	3138	5 VI	2404
1966	22 VI	3152	27 VI	2432
1967	13 VI	3128	28 VI	2432

С наступлением полярного дня и заполнением стратосферного циклона тесно связано и исчезновение северотихоокеанского зимнего стратосферного антициклона.

Окончательный переход к летнему режиму обычно заканчивается к середине июня, когда в стратосфере над полюсом образуется устойчивый антициклон и над всем полушарием устанавливается восточная циркуляция. Приведенные данные хорошо согласуются с результатами, полученными при исследовании режима стратосферного антициклона в 1957—1959 гг.

Летний стратосферный антициклон характеризуется более спокойным режимом. Особенно это заметно в период с августа по сентябрь, когда происходит уменьшение абсолютной величины геопотенциала и разрушение антициклона. Наоборот, в мае, в период формирования антициклона, изменения геопотенциала в его центре отличались друг от друга больше, чем осенью, т. е. в период разрушения. Так как атмосферные процессы протекают взаимосвязанно, то сроки формирования летнего стратосферного антициклонического вихря и разрушения зимнего циклонического вихря довольно согласованы. В частности, в 1962 г. стратосферный антициклон оформился севернее 80° N в апреле, а в 1960 г. — лишь в конце мая. Соответственно разрушались и циклоны.

Таким образом, разрушение летнего стратосферного антициклона в августе — сентябре, как и формирование зимнего циклона

в сентябре — октябре, происходит более однообразно, чем разрушение зимнего стратосферного циклона в марте — апреле и формирование антициклона в феврале — мае. Столь заметные различия в формировании и разрушении стратосферного полярного циклона и антициклона весной и осенью объясняются различной интенсивностью атмосферных процессов. В начальный период формирования полярного циклона в стратосфере еще недостаточны контрасты температуры между низкими и высокими широтами. Соответственно и процессы, развивающиеся в стратосфере в разные годы, не отличаются по своей интенсивности. По мере увеличения горизонтальных контрастов (ноябрь — декабрь) интенсивность процессов возрастает и учащаются крупные преобразования полей температуры и геопотенциала, в результате которых величины H в центре циклона претерпевают значительные изменения. Это характерно для зимы и весны. Наоборот, при переходе от лета к осени поле температуры подвергается несущественным изменениям и лишь в начале зимы в стратосфере создаются большие горизонтальные контрасты температуры и скорости ветра, определяющие крупные преобразования циркуляции. Все это относится не только к слою 10—30 км, но и ко всей стратосфере.

Ниже рассмотрим некоторые особенности годового хода скорости и направления ветра в стратосфере.

В главе третьей мы познакомились с вертикальным разрезом преобладающих горизонтальных воздушных течений зимой и летом в тропосфере — мезосфере (см. рис. 35). Приведенные на рис. 76 и 77 временные разрезы атмосферы существенно дополняют представление о годовом ходе изменения преобладающего зонального компонента ветра на различных широтах. Разрезы построены по ежедневным данным ряда станций ракетного зондирования [262]. В качестве примеров здесь приведены графики скоростей и направления ветра для пяти станций, расположенных в различных широтных зонах. На рис. 76 представлены годовые ходы ветра над ст. Туле (1968 г.), Черчилл и Антигуа (1967 и 1968 гг.), а на рис. 77 — над ст. Шерман и Ассенсьен (1967 и 1968 гг.) до высоты 60—70 км.

Из графиков скоростей и направлений ветра, представленных на рис. 88, следует, что в течение всего года для тропосферы экваториальных широт характерны западные ветры. В стратосфере направление их зависит от времени года. Зимой преобладают ветры западные, а летом — восточные. Переход западных составляющих ветра на восточные происходит везде весной, а обратный переход — осенью. Кроме того, наиболее сильные ветры характерны для умеренной зоны (ф. Черчилл). В высоких и тропических широтах (Туле, Антигуа) скорости как западных, так и восточных ветров заметно меньше. Однако для всех широт характерно то, что западные ветры имеют большие скорости, чем восточные. Это не является спецификой рассматриваемых лет, ибо определяется разностями температуры экватор — полюса. Зимой в средних широтах (ф. Черчилл) скорости западного ветра, с

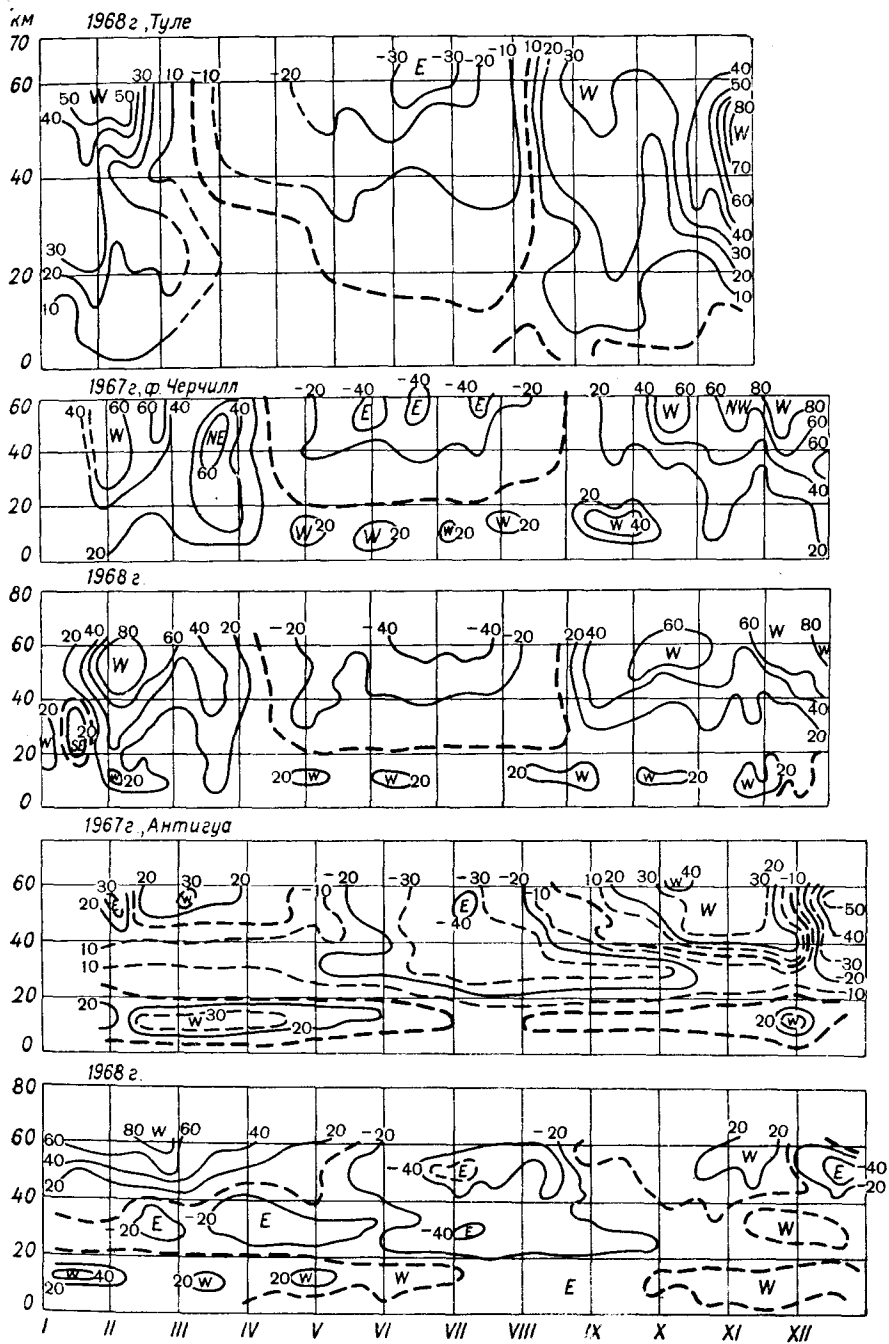


Рис. 76. Годовой ход зонального компонента ветра (м/сек.) по данным ежедневных ракетных измерений в Туле, Черчилле и Антигуа.

высотой обычно возрастая, достигают максимума в верхней стратосфере. Летом западные ветры выше тропопавзы, ослабевая с высотой, становятся восточными и, хотя скорости с высотой возрастают, все же они не достигают зимнего максимума.

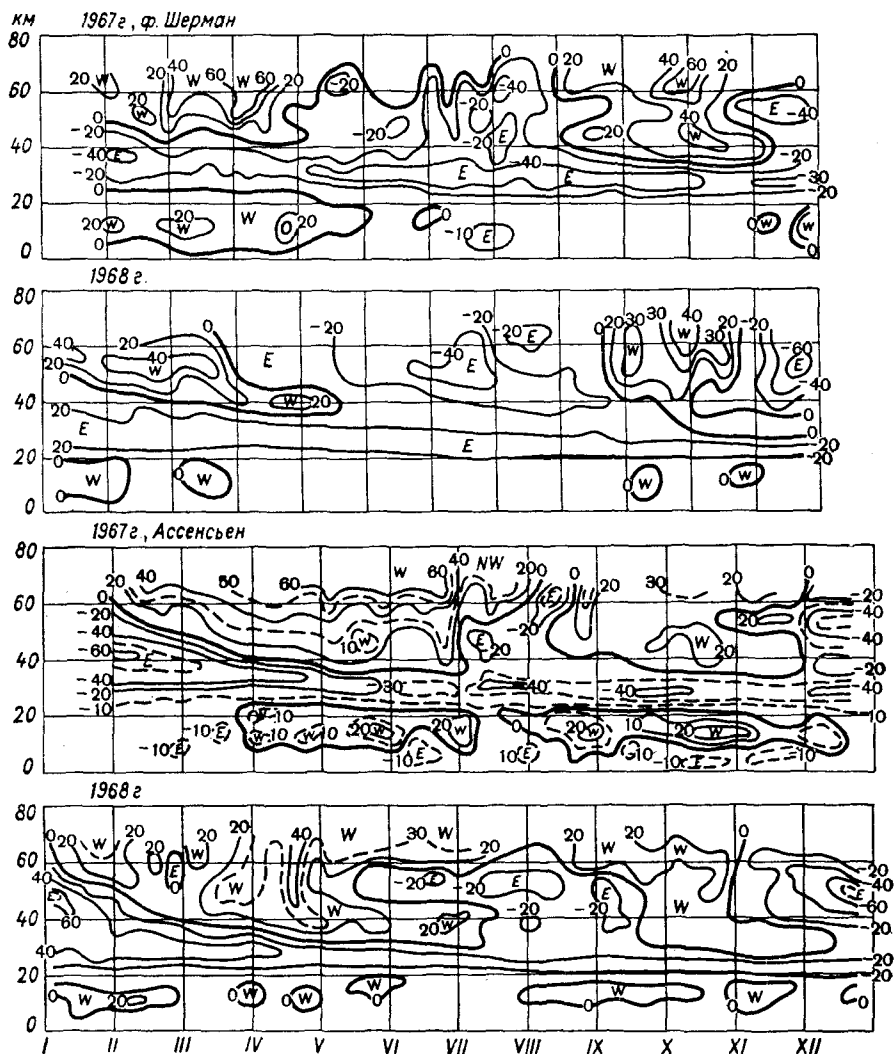


Рис. 77. Годовой ход зонального компонента ветра (м/сек.) по данным ежедневных ракетных измерений в Шермане и Ассенсьене.

Переход западной циркуляции на восточную в верхней стратосфере обычно осуществляется в начале апреля, причем в большинстве случаев начинается он в верхней стратосфере и затем распространяется в нижние ее слои. Например, в ф. Черчилл (рис. 76)

уже в начале апреля западные ветры ослабели, а в середине этого месяца они уже стали восточными во всем слое. Такие периодические изменения ветра в средней и верхней стратосфере обусловлены главным образом сезонным радиационным нагреванием и охлаждением воздуха в полярном районе и частично в умеренной зоне.

Что касается верхней стратосферы и нижней мезосферы, то здесь западные ветры характерны для зимних месяцев, а восточные — для летних. Скорости тех и других ветров за 1965—1968 гг. превышали 40—50 м/сек. Интересно, что в холодное полугодие описанный здесь режим иногда кратковременно нарушается, т. е. вместо западного переноса возникают ветры других направлений, не исключая и восточные. Подобные процессы характерны для внетропических широт, что хорошо видно на примере Черчилла и особенно Туле (рис. 76). Однако, как видно, подобные нарушения в несколько слабой форме распространяются и до широты расположения Антигуа.

Режим ветра в Антигуа существенно отличается от внетропических широт. В верхней тропосфере до высоты 20 км здесь в течение года преобладают западные ветры, а в слое 20—40 км, наоборот, — восточные. При этом скорости западных ветров в верхней тропосфере обычно не превышают 30 м/сек. Эти ветры относятся к периферии субтропического струйного течения, ось которого зимой находится на широтах 25—30° N. К лету западные ветры обычно исчезают и появляются восточные, которые распространяются на всю экваториальную зону. Очевидно от характера циркуляции года зависит продолжительность восточных ветров. Если в 1968 г. они наблюдались в течение трех летних месяцев (июль—сентябрь), то в 1967 г. — лишь в течение июля. В остальные годы они были также непродолжительны.

Обычно западные ветры в верхней стратосфере и нижней мезосфере внетропических широт к весне ослабевают и становятся восточными раньше, чем в нижней стратосфере. Опоздание с изменением направления ветра на нижних уровнях в стратосфере средних и высоких широт объясняется тем, что освещение полярной стратосферы на высотах начинается сверху и, следовательно, нагревание воздуха происходит сначала в верхней стратосфере, а затем распространяется в нижние слои. В этом процессе большую роль играет и глубина полярного циклона в верхней тропосфере и нижней стратосфере. В январе и феврале средняя месячная величина H в центре полярного циклона на поверхности 200 мб равна 1096—1098 дам, а в марте и апреле 1104 и 1124 дам соответственно [3]. Как видим, до марта включительно эта величина возрастает ничтожно мало, а в апреле на 26—28 дам. В мае и июне в сравнении с первыми двумя месяцами года H повышается на 56 и 62 дам. Отсюда следует, что слабым весенним нагреванием воздуха (в нижней половине стратосферы околополюсного района) не компенсируется низкое давление в центре полярного

циклона и в нижней стратосфере ветры остаются западными. С высотой нагревание воздуха, а следовательно, и величина H в центре полярного циклона возрастает и на каком-то уровне над полярным циклоном возникают антициклон и восточные ветры. Позднее (в мае—июле) по мере нагревания воздуха в нижней части стратосферы, как и тропосферы, антициклон усиливается и восточные ветры начинают охватывать все теплое полушарие выше уровня 18—20 км.

Следует еще сказать, что в холодное полугодие западные составляющие ветра в стратосфере не столь устойчивы, как летом восточные. Это объясняется крупными меридиональными преобразованиями полей температуры и давления, которые здесь происходят под влиянием тропосферных процессов. В Туле, например, расположенном в высоких широтах ($76^{\circ}30'N$), восточные ветры летом обладают сравнительно малыми скоростями (около 30 м/сек.), а западные ветры не отличаются устойчивостью, так как они зависят от частых преобразований поля давления. В частности, в декабре 1968 г. на высотах 40—60 км ветры с северной слагающей имели скорости более 70—80 м/сек., а в Антигуа наблюдались даже восточные ветры. В то же время на всех трех станциях (рис. 76) восточные ветры в средней и верхней стратосфере были устойчивыми по направлению. Интересно также, что в верхней тропосфере и нижней стратосфере в Антигуа в течение почти всего года наблюдались западные ветры сравнительно сильные в зимние и весенние месяцы.

В экваториальной зоне (рис. 77) направление ветра с высотой изменяется. Скорости на всех высотах, как правило, не превышают 30—40 м/сек. При общей системе восточного направления ветра в тропосфере в верхних ее слоях часто возникают западные ветры, которые иногда охватывают и нижние слои стратосферы. В средней стратосфере преобладают в течение года восточные ветры. Последние летом распространяются и в верхние слои стратосферы. Так было на ст. Ассенсьен в июле 1965 г., июне—августе 1966 г., июле—августе 1967 г., июне—сентябре 1967 г. На ст. Шерман восточные ветры в верхней стратосфере наблюдались в 1966—1968 гг. в течение мая—августа, т. е. гораздо больший промежуток времени, чем на территории южнее экватора. Эти факты представляют интерес и требуют исследования. В остальные месяцы года как к северу от экватора (Шерман), так и к югу (Ассенсьен) в верхней стратосфере и нижней мезосфере преобладали западные ветры.

Таким образом, несмотря на некоторую неустойчивость скорости и направления западного составляющего ветра, все же общими для всех широт в стратосфере остаются западные ветры в холодное время года и восточные ветры — в теплое. Следовательно, под влиянием динамики процессов происходят лишь кратковременные изменения ветра зимой и в начале весны.

7.2. Характерные изменения циркуляции воздуха в стратосфере

Как и в тропосфере внетропических широт северного полушария, зимой и весной очень часты в стратосфере внутрисезонные изменения полей температуры, геопотенциала и ветра. Крупные аномалии циркуляции в стратосфере охватывают большие промежутки времени, а незначительные происходят повседневно. Нередки случаи, когда суточные изменения температуры в средней стратосфере высоких и умеренных широт превышают $10\text{--}15^\circ$. Естественно, что такие большие изменения температуры нельзя объяснить лучшим теплообменом, тем более что они происходят в холодное время года, когда в высоких широтах в условиях полярной ночи отсутствует возможность радиационного нагревания воздуха.

Зимний полярный циклон обычно называют циркумполярным, хотя этот циклонический вихрь редко оправдывает свое название, так как он непрерывно подвергается преобразованиям. Все эти преобразования находятся в тесной связи с процессами, развивающимися в тропосфере. При этих преобразованиях стратосферный полярный циклон обычно раздваивается и возникают два центра, отстоящие друг от друга на тысячи километров. Такие раздвоения центра циклонического вихря в стратосфере северного полушария вызываются крупными процессами междуширотного воздухообмена, которые начинаются в тропосфере и охватывают нижние и средние слои стратосферы. В этих процессах некоторую роль играет адвекция тепла из средних широт, но главной причиной резких преобразований полей температуры и геопотенциала является неадвективные изменения температуры, вызываемые вертикальными движениями воздуха.

Не случайно, что крупные преобразования полей температуры и ветра происходят в холодное полугодие. Именно в холодное время года радиационный режим не только в тропосфере, но еще больше в стратосфере способствует усилению динамического фактора в развитии атмосферных процессов. К зиме возрастают горизонтальные градиенты температуры и скорости ветра в тропосфере и особенно в стратосфере между средними и высокими широтами. Зимой чаще возникают мощные вихри и крупные меридиональные преобразования термобарического поля в тропосфере, которые распространяются в верхние слои и преобразуют циркуляцию воздуха в нижней и средней стратосфере, в результате чего происходят аномальные повышения температуры и раздвоение полярного стратосферного циклона.

Условия радиационного освещения зимой таковы, что над полюсом, где полярная ночь особенно продолжительна и затененность атмосферы наиболее велика, должны наблюдаться самые низкие значения температуры и геопотенциала (см. табл. 4). Между тем анализ ежедневных карт высоких уровней показывает, что полюс холода в стратосфере северного полушария обычно не совпадает с географическим полюсом, а несколько смещен в

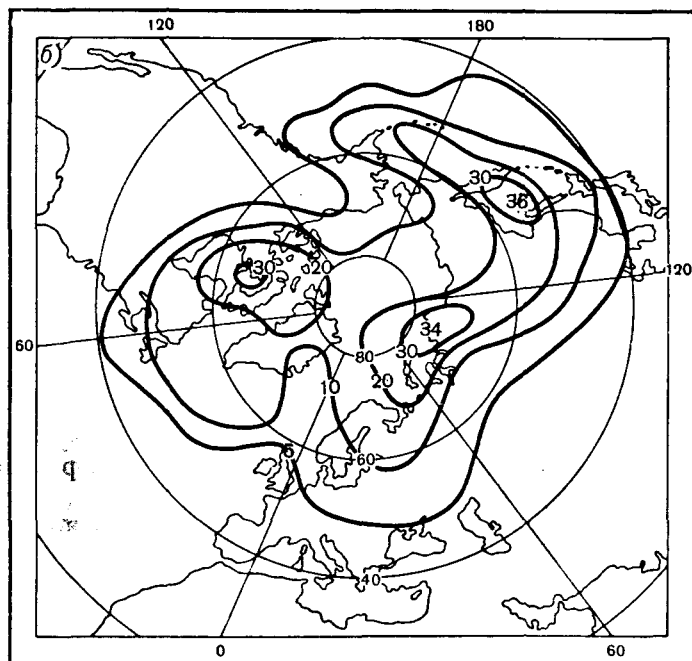
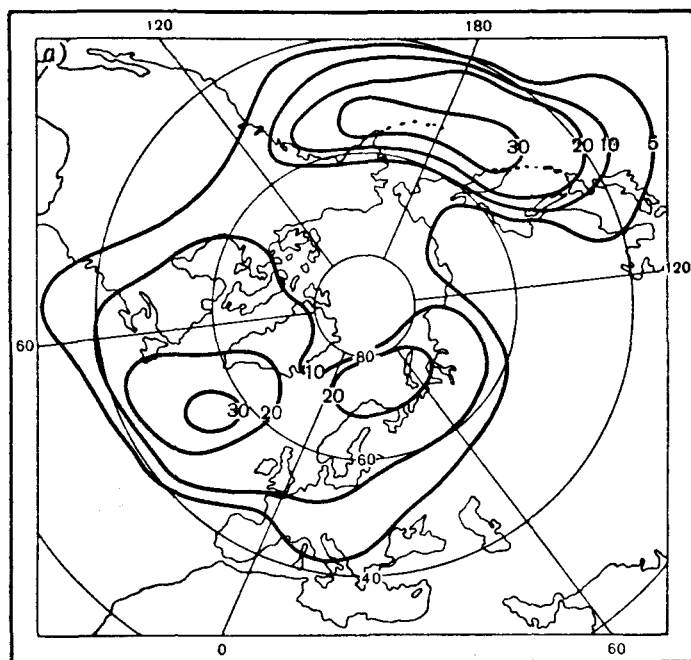
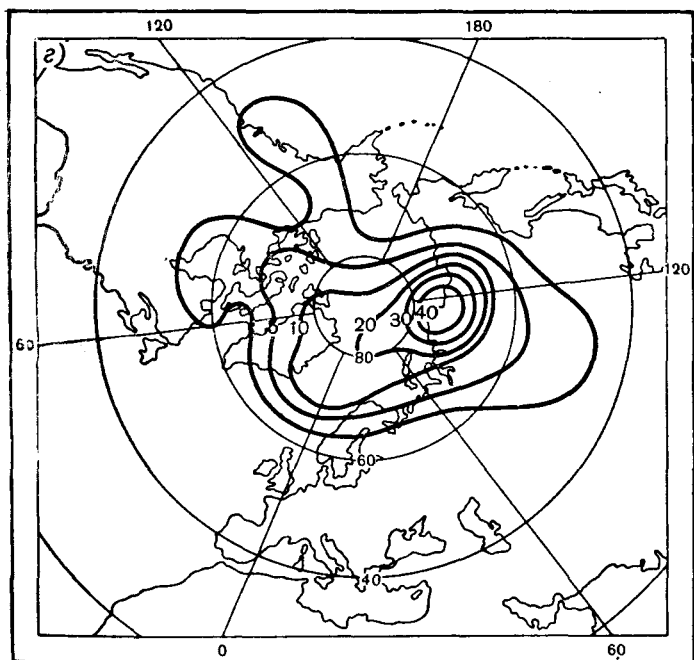
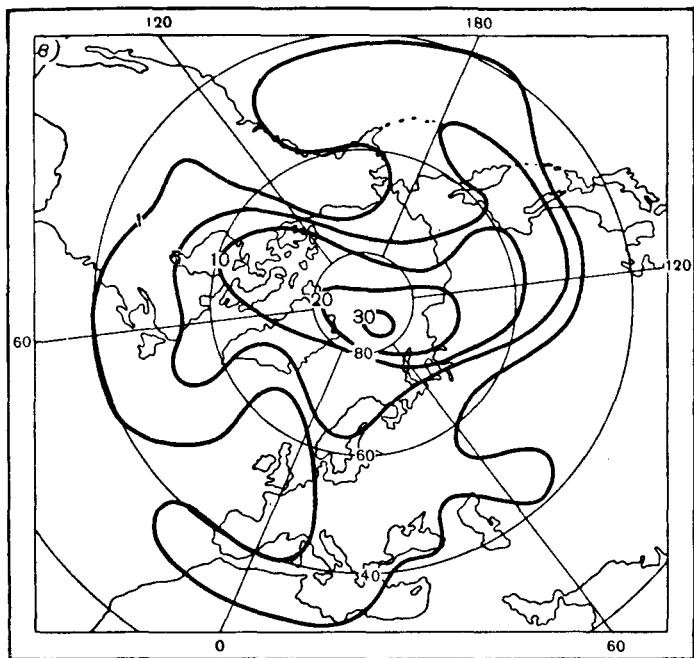


Рис. 78. Повторяемость (%) глубоких циклонов у поверхности земли (а)



и на картах AT_{300} (б), AT_{100} (в), AT_{10} (з) в январе 1958—1967 гг.

сторону Гренландии — островов Шпицберген или на север Азии на 20—25° N. Такая асимметрия в распределении температуры в стратосфере несколько отлична от распределения ее в тропосфере, где в формировании сезонного поля температуры существенную роль играют главным образом тепловые условия подстилающей поверхности. Действительно, глубокие тропосферные циклоны имеют различную повторяемость в разных районах полушария, а число их в тропосфере не соответствует их повторяемости в нижней стратосфере. Циклоны на больших высотах обнаруживаются в северных районах полушария, при этом чаще над материками и реже над океанами. Можно предположить, что чем глубже циклон вблизи поверхности земли, тем вероятнее обнаружить его в нижней половине стратосферы. Ниже приведены карты повторяемости циклонов за январь, полученные по данным за 10 лет (1958—1967). Для построения карт был применен обычный метод учета циклонов по картам давления у поверхности земли, а также по картам AT_{300} , AT_{100} и AT_{10} , разбитым на равные квадраты площадью 1246×10^3 км². У поверхности земли были учтены все подвижные циклоны с давлением в центре 1000 мб, на поверхности 300 мб — циклоны с величиной геопотенциала 864 дам, на поверхностях 100 и 10 мб — все циклоны, за исключением мелких возмущений, исчезающих в течение суток.

Связь между повторяемостью циклонов у поверхности земли и на высотах оказалась сложной. У поверхности земли они чаще наблюдаются над северными районами Атлантики и Тихого океана (рис. 78 а). На поверхности 300 мб наибольшая повторяемость циклонов приходится на север Канады, на Таймыр и Дальний Восток (рис. 78 б). Причиной этого несоответствия являются особенности распределения температуры в стратосфере.

Известно, что поле абсолютного геопотенциала на высотах определяется соотношением

$$H_p = H_{p_0} + H_{p_0}^p.$$

Из двух факторов, определяющих поле абсолютного геопотенциала на высотах, уже на поверхности 500 мб заметную роль играет температура нижележащих слоев воздуха. С высотой роль температуры возрастает (рис. 78 б, в, г). Так, на поверхности 100 мб число замкнутых циклонических образований значительно возрастает над северными районами материков и резко уменьшается над северными районами океанов (рис. 78 в). На поверхности 10 мб, как правило, циклоны концентрируются севернее 50° N с наибольшей повторяемостью на севере Гренландии и Евразии (рис. 78 г). Интересно, что уже на поверхности 100 мб за 10 лет на западе Северной Америки, в том числе и на Аляске (здесь зимой в стратосфере отмечается более высокая температура) не наблюдались циклоны глубже 1536 дам, а на поверхности 10 мб они вовсе отсутствовали.

Повторяемость полярных циклонов на высотах показывает, что роль температуры в формировании поля абсолютного геопотен-

циала в стратосфере велика, хотя в отдельных случаях изменения H_{1000} существенно влияют на структуру изогипс и циркуляции не только в нижней, но и в средней стратосфере.

Как следует из работы [50], зональная составляющая ветра севернее 50°N является небольшой по сравнению с меридиональной. В декабре—феврале в нижней стратосфере северная меридиональная составляющая скорости ветра над Восточной Сибирью равна в среднем 6—10 м/сек., а южная составляющая над крайним северо-востоком Азии и севером Тихого океана достигает 10—15 м/сек.

Меридиональные составляющие ветра в зимние месяцы значительны и над севером Америки и Северной Атлантикой. Однако как в тропосфере, так и в нижней стратосфере скорости их несколько меньше, что связано со сравнительно меньшими размерами охлаждающей поверхности Северной Америки и нагревающей поверхности Северной Атлантики.

Частые смещения стратосферного зимнего полярного вихря к югу на п-ов Таймыр и Среднесибирское плато приводят к еще большему нарушению западного переноса в системе устойчивой широкой стратосферной бароклинной зоны, опоясывающей северное полушарие между широтами $55\text{--}75^\circ$. Распространение по восточной периферии образовавшейся ложбины сравнительно более теплого воздуха из умеренных широт в высокие обуславливает повышение температуры на крайнем востоке Азии и в тихоокеанском секторе Арктики, включая Аляску. Так как аналогичные условия для повышения температуры в западном секторе Арктики в периоды смещения центра полярного циклона в Восточную Азию не создаются, эффект радиационного выхолаживания в период полярной ночи проявляется здесь наиболее заметно. Поэтому самые низкие температуры в северном полушарии характерны для района, заключенного между Северным полюсом, Гренландией и островами Шпицберген.

7.3. Раздвоение центра стратосферного циклона

Раздвоение центра стратосферного полярного циклона и существование в течение более или менее длительного периода двух самостоятельных циклонических центров вместо одного, явление довольно частое. Процесс этот сопровождается изменением скорости и направления ветра в стратосфере высоких и средних широт почти над всем полушарием. Обычно происходит увеличение южной меридиональной составляющей ветра как над востоком Азии и севером Тихого океана, так и над востоком Северной Америки и севером Атлантики. Северная меридиональная составляющая при этом усиливается над западными районами Северной Америки, над Европой и Западной Сибирью. Меридиональные преобразования обычно сопровождаются значительными изменениями скорости и направления ветра.

Формирование второго центра в системе полярного циклона обычно бывает связано с интенсивными процессами образования циклонов в тропосфере [133]. Поскольку наиболее часто центр высотного холодного циклона находится над Азией (п-ов Таймыр или Среднесибирское плато), необходимым условием для оформления второго центра является развитие глубоких циклонов над западом Атлантики и Североамериканским континентом. При этом в сторону Северной Америки либо вытягивается ложбина, либо над материком оформляется замкнутый циклон. Ложбина в нижней стратосфере образуется в случаях малоинтенсивных меридиональных преобразований полей температуры и геопотенциала, когда над районом полюса также выражена циклоничность. Наоборот, при усилении меридиональности и возникновении области высокого значения геопотенциала в районе полюса над Северной Америкой обособляется депрессия. Иначе говоря, раздвоению центра полярного циклона обычно предшествует развитие глубокой стратосферной ложбины над районом начавшегося в тропосфере циклогенеза и появление перемены высокого давления через район полюса. В результате изогипсы, очерчивающие стратосферный циклон, значительно вытягиваются и принимают форму сильно сплюсненного эллипса. Оформление замкнутой циклонической циркуляции в системе этой ложбины на более высоких уровнях происходит с некоторым опозданием, в сравнении с тропосферой, хотя иногда оно может наблюдаться во всем нижнем слое стратосферы почти одновременно [141].

Повторяемость и продолжительность существования двух центров в системе деформировавшегося полярного стратосферного циклона могут быть различными в разные годы. В одни годы раздвоение полярного стратосферного циклона происходит чаще, в дру-

Таблица 21

Число дней с двухцентровым циклоном в средней стратосфере (23—25 км) в октябре—марте 1957—1967 гг.

Полугодие	Число дней	% от общего числа дней
1957/58	51	28,0
1958/59	22	12,1
1959/60	47	24,1
1960/61	57	29,2
1961/62	43	23,6
1962/63	51	28,0
1963/64	10	5,5
1964/65	62	34,1
1965/66	86	47,2
1966/67	120	65,9
В среднем за полугодие	54,9	29,8

Примечание. В 1960 и 1961 гг. учтены двухцентровые циклоны в начале апреля.

гие — реже. На рис. 79 а приведены периоды раздвоения циклона на высотах 23—25 км. Легко видеть, что раздвоение циклона часто осуществлялось в холодные полугодия 1957/58, 1960/61, 1964/65, 1965/66, 1966/67 гг. и очень редко — в 1958/59, 1963/64 гг. Общее число дней с двухцентровым стратосферным циклоном в период октябрь—март 1957—1966 гг., представленное в табл. 21 и на

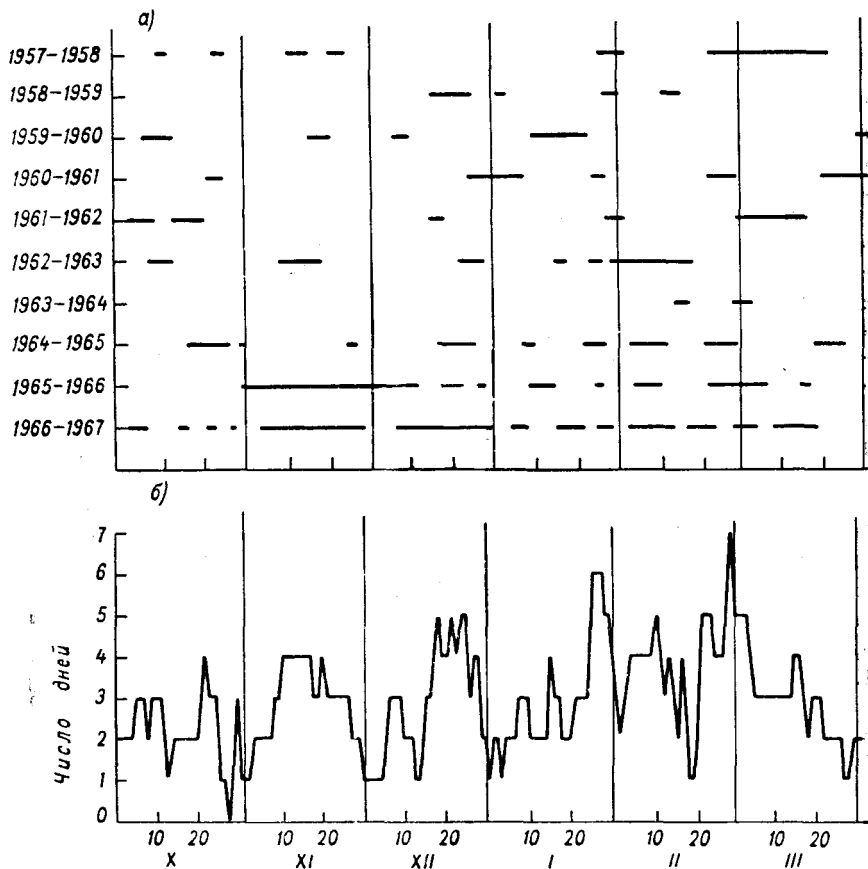


Рис. 79. Периоды раздвоения полярного стратосферного циклона в октябрь—марте 1957—1967 гг. (а) и число дней с двухцентровым стратосферным циклоном (б).

рис. 79, б, показывает, что раздвоение стратосферного циклона характерно для всего холодного полугодия, но в разные месяцы оно происходит неодинаково.

По данным за 10 лет, в период октябрь—март два центра стратосферного зимнего полярного циклона наблюдались ежегодно в среднем около 30% времени или 55 суток при колебаниях от 6% в 1963/64 г. до 66% в 1966/67 г., т. е. от 10 до 120 суток.

Иначе говоря, резкие нарушения западного переноса и циркумполярности зимнего вихря в стратосфере — явление довольно частое.

Повторяемость случаев раздвоения полярного стратосферного циклона по месяцам и годам не позволяет установить скольконибудь четкую закономерность этих процессов, так же как и процессов крупных меридиональных преобразований термического и барического полей в тропосфере. Как следует из данных табл. 37, двухгодичная цикличность в процессе раздвоения стратосферного вихря не проявляется.

Раздвоение стратосферного полярного вихря сопровождается изменениями поля температуры. При этом нередко происходит повышение температуры в средней стратосфере. В слое 20—30 км иногда температура достигает -20 , -30°C и даже 0°C вместо обычных для зимы -65 , -75°C .

При наличии двух центров стратосферного циклона, как говорилось выше, меридиональная циркуляция обычно распространяется на большую часть полярных и умеренных широт. При этом структура поля ветра сравнительно мало меняется с высотой и, судя по показаниям ракетных наблюдений, в средней и верхней стратосфере сохраняется приблизительно такой же, как в нижней стратосфере. Так, в период раздвоения стратосферного циклона 17 января 1963 г. западные и юго-западные ветры наблюдались над большей частью США во всем слое от 25 до 70 км [235].

Выше были приведены данные об изменчивости температуры над северным полушарием, представленные средним квадратическим отклонением ежедневных значений температуры от многолетней средней месячной в стратосфере. По этим данным на высотах 28—30 км севернее 60° изменчивость превышает 14° . Между тем на севере Тихого океана в области климатологического стратосферного тепла зимой изменчивость с высотой не испытывает существенных изменений.

Естественно, что степень изменчивости температуры в тропосфере или стратосфере объясняется интенсивностью меридиональных процессов и, следовательно, характер распределения величин изменчивости температуры указывает на большую или меньшую интенсивность атмосферной циркуляции.

Причины возникновения непериодических процессов в стратосфере, как и зимних потеплений в умеренных и высоких широтах северного полушария, будут рассмотрены в главе восьмой.

7.4. О природе стратосферных потеплений

Уже известно, что резкие повышения температуры зимой в стратосфере высоких и средних широт северного полушария — явление обычное. На протяжении последних 17 лет этим интересным явлением атмосферы занимались многие метеорологи и вопрос этот широко обсуждается в метеорологической печати.

Сообщение о необычном повышении температуры в стратосфере над Берлином впервые было опубликовано Шерхагом [252]

в 1952 г. В последующем аналогичные случаи резкого повышения температуры в стратосфере были обнаружены и в других районах высоких и средних широт северного полушария. Теперь уже очевидно, что потепления в стратосфере происходят ежегодно, а иногда и несколько раз в год. Остановимся кратко на некоторых результатах исследований процессов потеплений, полученных как в ранний период их открытия, так и в последние годы.

Период до 1960 г. характеризуется накоплением данных о процессах резких изменений температуры в разных районах северного полушария [214, 253, 259]. Обзор этих работ читатель найдет в монографии автора с сотрудниками [142]. С 1958 г. стали появляться исследования, содержащие уже анализ процессов и попытки установить возможные причины стратосферных потеплений.

В конце января — начале февраля 1958 г. произошло очень интенсивное потепление, охватившее не только Арктику, но также север Америки, Гренландию, Исландию и Западную Европу. Этот процесс над Северной Америкой был изучен Тьюэлсом и Фингером [257], которые пришли к выводу, что потепление в районе Великих озер и над Гренландией было обусловлено оседанием воздуха и увеличением содержания озона в нем в этот период до 4,8—4,9 мм. Похолодание на востоке Северной Америки было объяснено адиабатическим подъемом воздуха. Роль горизонтального переноса в данном случае, по мнению авторов, была невелика.

Г. Д. Зубян [73], наоборот, повышение температуры в стратосфере над Центральной Арктикой зимой 1958 г. объяснил междоширотным обменом воздушных масс в стратосфере, точнее, переносом тепла из умеренной зоны в Арктику. Другие исследователи связывали изменения температуры в стратосфере с изменениями содержания озона [38]. Однако, судя по результатам наших исследований, изменение содержания озона являлось не причиной потеплений, а скорее сопутствующим процессом. Существует еще один фактор — вертикальные движения, которыми определяются и режим температуры, и изменение содержания озона в разных слоях атмосферы. Справедлив вывод и о том, что адвекция также влияет на зимние стратосферные потепления. Возможной причиной стратосферных потеплений Векслер и Морленд [261] и Векслер [260], изучавшие режим температуры в арктической и антарктической стратосфере, считали адиабатическое нагревание воздуха, опускающегося из более высоких слоев.

В работе [38] высказано предположение, что интенсивное поглощение радиации в слое озона приводит к сильному нагреванию стратосферы на восточной периферии ложбины, формированию области тепла и стратосферного антициклона над Тихим океаном. Стратосферные потепления другие авторы объясняют также солнечной активностью, переносом тепла из южного полушария [93] и т. п.

Как видим, о природе зимних стратосферных потеплений существуют разные мнения. Однако из большого числа гипотез, предложенных для объяснений потеплений, в последние годы наибольшее

число сторонников приобрели две: первая объясняет потепления динамикой атмосферных процессов, вторая — влиянием изменения солнечной активности.

В большинстве работ, представляющих первое направление, доказывалось, что зимние потепления в стратосфере Арктики обусловлены главным образом нисходящими движениями воздуха и в известной мере адвекцией тепла из средних широт.

В работе [227] выделены два типа среднезимних стратосферных потеплений: европейский и американский. Первый из них характеризуется формированием очага тепла над Восточной или Центральной Европой с последующим перемещением его на запад, а второй — формированием очага тепла над востоком США или Канадой и перемещением его на восток. По данным автора [227], на протяжении восьми зим (1957—1964 гг.) происходило более или менее строгое чередование обоих типов. На основании этого был сделан вывод о двухлетней цикличности процессов потеплений и связи их с 26-месячным циклом стратосферных ветров в низких широтах. В наших исследованиях этот вывод не получил подтверждения [142]. Однако вывод, сделанный о том, что стратосферные потепления начинаются вскоре после развития определенных процессов в тропосфере, а именно экстремально сильной циклонической деятельности, сопровождающейся вертикальными движениями, представляется вполне логичным и приближается к гипотезе автора [128, 129] о ведущей роли тропосферных процессов в развитии аномальных процессов в стратосфере. Неудачи многих исследователей можно объяснить тем, что потепления в стратосфере ими рассматривались вне связи с процессами в тропосфере.

Первые выводы ряда авторов о том, что потепления в стратосфере начинаются в верхних слоях и затем опускаются в нижние, полученные на основании изучения термоизоплет, построенных по данным наблюдений отдельных станций, не оправдались.

Некоторые авторы продолжают поиски возможности использования опережающей роли процессов в стратосфере в целях прогноза развития тропосферных процессов. Ищут, например, признаки будущей погоды в раннем или позднем формировании стратосферного зимнего циклона или летнего антициклона [68, 119, 120, 176, 258]. Из этих исследований следует, в частности, что существует связь между сроками формирования летнего стратосферного антициклона и последующими погодными условиями в Европе и Западной Сибири. Однако из-за недостатка наблюдений подобные связи найдены по данным лишь за последние несколько лет, а некоторые даже за 1—2 года. Авторы найденных связей прекрасно понимают, что ряды 1—2 года и даже 10 лет далеко не достаточны для каких-либо надежных выводов. Будущее покажет, в какой степени будет оправдано их применение при составлении долгосрочных прогнозов погоды.

В метеорологии известно много примеров, когда установленные даже хорошие связи в последующем не оправдывались из-за использования данных наблюдений по коротким рядам. Вместе

с тем, естественно, что исследователи нередко пытаются найти новые закономерности атмосферных процессов, не ожидая накопления достаточного количества данных наблюдений в будущем.

В отличие от многих авторов, изучавших метеорологические условия зимних потеплений в стратосфере, в серии исследований Х. П. Погосяна [126—130] и сотрудников [116, 194] была показана необходимость изучения этого явления в тесной связи с процессами, развивающимися в тропосфере. Из указанных работ следует, что аномальным потеплениям в стратосфере предшествуют интенсивные процессы макротурбулентного воздухообмена в тропосфере, которые затем охватывают нижние и средние слои стратосферы. В этих процессах динамике принадлежит ведущая роль.

В опубликованных в последние годы за рубежом исследованиях все более заметным становится стремление рассматривать стратосферные потепления в связи с процессами макротурбулентного воздухообмена в тропосфере, обусловленными адвективно-динамическими факторами. Среди этих факторов большая роль принадлежит вертикальным движениям воздуха и вызванным ими адиабатическим изменениям температуры в стратосфере. Однако в объяснении причин аномальных зимних потеплений в стратосфере высоких широт северного полушария, а следовательно, и структурных изменений циркумполярного стратосферного циклона, вплоть до его раздвоения, среди исследователей нет еще единого мнения.

Согласно установленному положению, процессы, развивающиеся в тропосфере, оказывают большое влияние на преобразование полей температуры и давления в стратосфере. Однако не все виды тропосферных процессов могут оказать влияние на изменения этих полей в стратосфере. Малые по размерам возмущения, например отдельные циклоны и антициклоны, выражены в самой нижней части стратосферы лишь в виде ложбин и гребней. В соответствии с характером распределения температуры в системе гребней и ложбин они исчезают обычно в слое 15—20 км, а выше осуществляется зональная западная или восточная циркуляция. Наоборот, крупные меридиональные преобразования в тропосфере непосредственно отражаются на процессах в стратосфере, где происходит аналогичная перестройка полей давления и циркуляции. Следовательно, развивающиеся в стратосфере процессы являются преимущественно крупномасштабными и изучение их особенностей в пространстве и во времени является, несомненно, менее трудным, чем в тропосфере.

В монографии [142] приведены даты значительных повышений температуры на поверхностях 50 и 30 мб в течение 10 лет (1957—1967 гг.). При составлении таблицы были отобраны лишь те периоды, в течение которых в каком-либо секторе Арктики низкие температуры сменялись высокими. В ряде случаев почти в одни и те же периоды времени в одних районах Арктики наблюдались высокие значения температуры, тогда как другие районы в это же время характеризовались низкими значениями температуры.

7.5. Влияние тропосферных процессов на процессы в стратосфере

Выше уже говорилось, что зимние потепления в стратосфере должны рассматриваться в тесной связи с процессами в тропосфере. Это вытекает из того элементарного положения, что циркуляция воздуха в обеих сферах тесно связана и между ними нет сколько-нибудь выраженных границ.

Вопрос о взаимодействии процессов в тропосфере и стратосфере в метеорологической литературе обсуждается давно. Еще в 30-х годах была широко распространена идея о так называемом стратосферном управлении. Авторами этого воззрения были известные немецкие метеорологи Штюве и Мюгге [256]. Основанием для этой гипотезы послужили данные о том, что количество энергии при средних условиях в стратосфере значительно больше, чем в тропосфере. Эта точка зрения встречала возражения. В частности, в 1940 г. Х. П. Погосьяном и Н. Л. Таборовским [147] на основе расчета количества энергии в системе термодинамических соленидов в тропосфере и стратосфере была показана ведущая роль тропосферы в развитии атмосферных процессов. Позднее аналогичные расчеты были сделаны различными авторами. Полученные результаты подтверждают, что количество кинетической энергии в тропосфере несомненно больше, чем в стратосфере. И все же многие исследователи до последнего времени, как правило, изучали аномальные зимние потепления в средней стратосфере высоких широт в отрыве от процессов в тропосфере, что является большим методическим недостатком исследований.

Известно, что структурные особенности поля геопотенциала тропосферы находят отражение на вышележащих поверхностях, вплоть до изобарической поверхности 10 мб, т. е. средней стратосферы. Что касается повседневных изменений поля геопотенциала, то и в этих случаях нередко можно обнаружить однотипные почти синхронные его изменения в обеих сферах. Следует, однако, заметить, что зависимость здесь более сложная. В одних случаях процессы вихреобразования в тропосфере и связанные с ними высотные ложбины и гребни уничтожаются на высотах 16—20 км, а выше устанавливается зональный перенос; в других основные черты поля абсолютного геопотенциала поверхностей 500 и 300 мб обнаруживаются в нижней и средней стратосфере. Последнее наблюдается обычно в холодное время года, когда величины горизонтальных контрастов температуры с высотой возрастают и ветер усиливается.

Эти различия определяются следующим.

В соответствии с динамикой процессов в системе подвижных атмосферных вихрей направление горизонтального градиента температуры выше тропопаузы обычно меняется на обратное. Однако зимой несколько выше в средних и особенно в высоких широтах направления горизонтального градиента температуры в тропосфере и стратосфере совпадают. Установившееся в нижней стра-

тосфере направление горизонтального градиента температуры летом сохраняется до высоты 25—30 км, а судя по сезонному полю температуры, такое направление его отмечается до уровня максимальных температур, т. е. до 50—55 км.

Сезонный характер распределения температуры в стратосфере, вызванный условиями лучистого теплообмена в высоких широтах в течение полярной ночи и полярного дня, приводит к различным результатам. Зимой между средними и высокими широтами величины горизонтального градиента температуры и скорости западного потока в стратосфере с высотой возрастают (скорости потока достигают нередко 50—60 м/сек. на уровнях 30—35 км). Летом, наоборот, западный ветер изменяет направление на восточное, а скорость его, убывая с высотой, редко превышает 15—20 м/сек. на тех же уровнях.

В соответствии с сезонным характером распределения температуры в стратосфере вертикальное протяжение атмосферных вихрей выше тропопаузы различно. Зимой в отдельных случаях их можно обнаружить на высотах 20—25 км, а летом — не выше 18—20 км.

По данным за январь, разность температур между гребнями и ложбинами в средней тропосфере (AT_{500}) колеблется в пределах 10—12 и 8—10° соответственно в высоких и средних широтах. Под тропопаузой обычно происходит смена направления градиента на обратное, что вызвано более высоким положением тропопаузы в гребнях (табл. 22). Разность высот составляет 2—3 км. Выше уровня выравнивания уже на поверхности 200 мб разность температур между гребнями и ложбинами равна обычно —8, —10°, на поверхности 100 мб — всего лишь —1, —3°, а на поверхности 50 мб вновь происходит выравнивание температуры. По этой

Таблица 22

Разности температур в гребнях и ложбинах
на различных изобарических поверхностях в тропосфере
и стратосфере северного полушария

Широта, град.	Изобарическая поверхность, мб					
	500	300	200	100	50	30

З и м а

70	13	3	—8	—1	0	+1
60	11	4	—10	—1	—1	+1
50	9	4	—10	—3	—2	—2
40	8	3	—8	—3	—2	—3

Л е т о

70	5	4	—6	—1	—1	—1
60	6	4	—10	—3	—1	—1
50	5	4	—9	—3	—1	—1
40	2	0	—2	—3	—1	0

причине с высотой волны затухают, ослабевают меридиональные потоки и в стратосфере устанавливается зимой западный, а летом восточный зональный перенос при наличии полярной стратосферной депрессии в районе полюса зимой и антициклона летом.

Это положение справедливо при отсутствии мощных вихрей и связанных с ними резко выраженных меридиональных преобразований высотных деформационных полей. Но так как мощная вихревая деятельность и меридиональный перенос составляют существо зимних процессов, то и нарушение зональной циркуляции в стратосфере происходит главным образом зимой. При нарушении зонального переноса высотные депрессии концентрируются над охлажденными материками, а гребни — над океанами, что определяется структурой поля геопотенциала в тропосфере и является характерным для зимы.

Отнюдь не редки случаи, когда с углублением циклона или усилением антициклона у поверхности земли происходит существенная перестройка поля воздушных течений на высотах. В средней стратосфере над ними появляется ложбина или гребень. Часто под влиянием тропосферных процессов в стратосфере активизируются фронтальные зоны, усиливается адвекция и, главное, адиабатические изменения температуры, вызывающие перестройку поля геопотенциала и циркуляции.

При переходе к летнему радиационному режиму градиенты температуры между средними и высокими широтами с высотой уменьшаются, скорость ветра ослабевает, а направление изменяется на восточное. В этих условиях тропосферные процессы не оказывают почти никакого воздействия на изменение полей метеорологических элементов в стратосфере.

Иначе говоря, летний радиационный режим в стратосфере противодействует возникновению крупных аномалий температуры и циркуляции.

Как уже отмечалось, полярный стратосферный циклон в течение года 55% дней бывает смещен в сторону Азии. Это можно объяснить тем, что на обширной территории Азии зимой создаются условия для более значительного радиационного охлаждения воздуха, чем над Северной Америкой. Эту особенность хорошо отражает средняя сезонная карта OT_{300}^{1000} , на которой над востоком Азии между широтами 60 и 40° относительный геопотенциал в тропосфере на 12—17 дам меньше, чем над востоком Северной Америки [138].

Из средних месячных карт барической топографии, в частности, следует, что в зимние месяцы как в тропосфере, так и в стратосфере расстояние между одноименными изогипсами на осях ложбины и гребня на востоке Азии — севере Тихого океана значительно больше, чем таковые на востоке Северной Америки — Атлантики (табл. 23).

Как следует из данных табл. 40, в средней тропосфере (AT_{500}) амплитуда волны на востоке Азии — севере Тихого океана по изо-

Расстояние между одноименными изогипсами на осях
ложбины и гребня и разность между ними
над Восточной Азией — Тихим океаном и Северной
Америкой — Атлантикой зимой (в градусах меридиана)

Изобари- ческая поверх- ность, мб	Изогипсы, дам	Восточно- азиатская ложбина — тихоокеанский гребень	Североамери- канская ложбина — атлантический гребень	Разность
500	512	31	19	12
300	856	28	16	12
200	1104	25	11	14
100	1552	21	7	14
50	1968	20	6	14
30	2328	20	6	14
10	3016	19	5	14

гипсе 572 дам составляет 31° меридиана, а на востоке Америки — севере Атлантики — всего лишь 19° .

В стратосфере амплитуда волны уменьшается на $10\text{--}12^\circ$ меридиана в обоих районах: на поверхностях 50 и 30 мб на востоке Азии амплитуда составляет 20° , а на востоке Северной Америки — приблизительно 6° . Следовательно, разность величин амплитуды в первом и втором районах в тропосфере равна 12° , а в стратосфере — 14° меридиана. Такие особенности поля геопотенциала вблизи восточного побережья Азии и Северной Америки, обусловленные различием в охлаждении тропосферного воздуха зимой над этими материками, способствуют частым и более мощным преобразованиям метеорологических полей над рассматриваемыми районами и переносу тепла из средних широт на север. В этих условиях, т. е. при вытянутой к югу ложбине, на севере Тихого океана, в районе Алеутских островов и на юге Аляски довольно часто образуется область конвергенции воздушных течений с большими горизонтальными градиентами температуры и геопотенциала, в которой возникают нисходящие движения воздуха. При этом, если в области нисходящих движений возникает адвекция тепла, то в этих районах происходит особенно быстрое повышение температуры, появляются замкнутые очаги тепла и сравнительно высокого давления. Не случайно, что очаг тепла на севере Тихого океана образуется к началу зимы, когда Азиатский материк уже охлаждается и между средними и высокими широтами в стратосфере возникают большие горизонтальные градиенты температуры и давления.

Исследования, которые выполнила С. Патока, показали, что первые еще малоинтенсивные меридиональные преобразования циркуляции на северном полушарии начинаются в октябре на востоке Азии. При этом повышения температуры обычно не превосходят $3\text{--}5^\circ$, но уже формируются небольшие области высокого

давления над советским Дальним Востоком. Они не отличаются устойчивостью, так как исчезают через 2—3 дня после возникновения, и вновь восстанавливается зональная циркуляция. По мере увеличения горизонтальных контрастов температуры между сушей и океаном, меридиональность здесь усиливается и очаги повышения температуры становятся крупнее. В ноябре уже появляются характерные для севера Тихого океана небольшие очаги тепла и высокого давления, которые в последующие зимние месяцы становятся настолько частыми и интенсивными, что находят отражение на средних месячных картах температуры и геопотенциала.

Подобным же образом постепенно уменьшаются очаги тепла и высокого давления в течение весенних месяцев и в мае исчезают.

Отсутствием аналогичных условий в распределении материков и океанов в южном полушарии можно объяснить почти не локализованную меридиональную циркуляцию между средними и высокими широтами. По той же причине резкие потепления, подобные арктическим, в стратосфере Центральной Антарктиды отсутствуют. По данным последних лет, и в Антарктиде отмечены потепления зимой [183], однако здесь они значительно слабее и не столь часты, как в Центральной Арктике, а главное, они зарегистрированы лишь на периферии Антарктиды. К этому вопросу мы еще вернемся в главе девятой.

7.6. Преобразования полей температуры, геопотенциала и циркуляции в верхней стратосфере зимой

В начале этой главы уже отмечалось, что за последние 15 лет опубликованы результаты многих исследований причин преобразования полей температуры и геопотенциала в нижней половине стратосферы (10—30 км) и зимних потеплений. Судя по литературным источникам, постепенно находит признание идея о том, что причиной нарушения зональной циркуляции в стратосфере является главным образом осуществляющиеся в тропосфере крупномасштабные меридиональные процессы.

В некоторых новых исследованиях [42] показано, что крупномасштабные преобразования циркуляции в тропосфере оказывают влияние на аналогичную перестройку поля температуры и геопотенциала не только нижней, но и верхней стратосферы до высот 50—60 км. В статье [42], например, изложены результаты подробного анализа случая преобразования полей в верхней стратосфере в январе—феврале 1966 г., причем выводы были проверены на четырех других примерах 1960—1963 гг.

К сожалению, при исследовании режима циркуляции в верхней стратосфере периоды развития процессов выбираются пока не столько с точки зрения научной целесообразности, сколько по тому, как они обеспечены данными ракетных измерений. Случай преобразования циркуляции в январе—феврале 1966 г. в отдельные дни оказался достаточно обеспеченным данными наблюдений.

Были построены карты топографии ряда поверхностей: 1 мб (около 45 км), 0,6 мб (около 53 км) и 0,3 мб (около 56 км) для 21 января, 2, 9, 10 и 17 февраля, 2 и 4 марта. Потепление в стратосфере зимой 1966 г. можно отнести к одним из интересных. На поверхности 5 мб (около 35 км) температура в центре очага повысилась до 0°C . По интенсивности процессов его можно сравнить с крупнейшими потеплениями 1958 и 1963 гг.

Характерный процесс одновременных преобразований полей геопотенциала и циркуляции в тропосфере и стратосфере до высот 50—60 км наблюдался и в декабре—январе 1967/68 г. В период с 14 декабря по 8 января в средней стратосфере произошло одно из значительных повышений температуры, зарегистрированных за последние два десятилетия. При этом под влиянием тропосферных процессов происходило почти синхронное преобразование циркуляции воздуха в большой толще атмосферы.

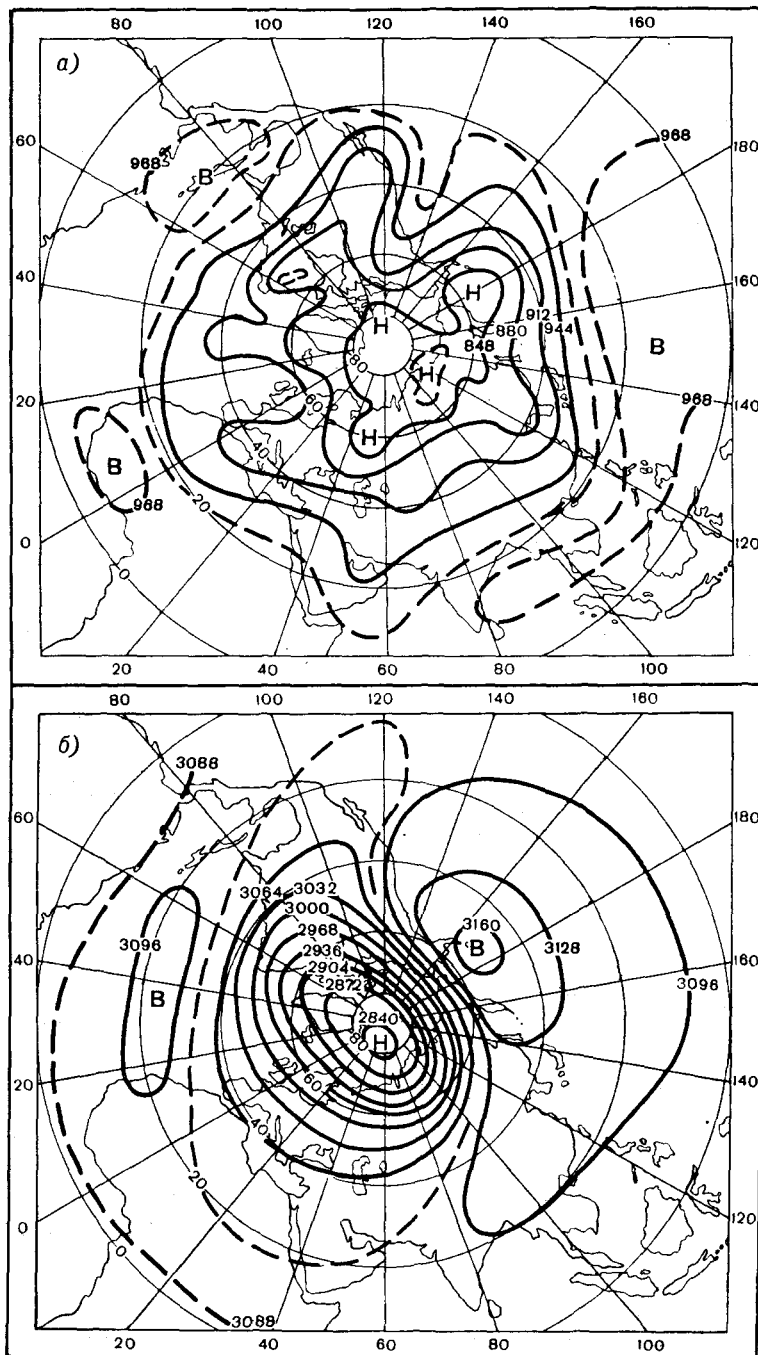
Рассмотрим этот случай более подробно.

В середине декабря 1967 г. над Европой произошло интенсивное вихреобразование, в связи с чем самые низкие значения геопотенциала на поверхности 300 мб наблюдались на севере Европы. Этому способствовало положение циркумполярного циклона в средней и верхней стратосфере. На всех поверхностях от средней тропосферы до высоты около 50 км (0,6 мб) центр его был смещен в сторону Европы и Атлантики.

Анализ ежедневных карт барической топографии поверхностей 500, 300, 100, 10, 5, 3 и 0,6 мб позволил установить, что в период между 14 декабря и 8 января первая значительная перестройка поля геопотенциала в тропосфере произошла между 14 и 17 декабря, когда в результате усиления меридиональности над Северной Америкой и Атлантикой в Европе развились глубокие циклоны. Поле геопотенциала H в верхней тропосфере и стратосфере в результате углубления циклонов в период между 14 и 20 декабря несколько изменилось (рис. 80 и 81).

После 20 декабря крупное циклоническое преобразование произошло и над Северной Америкой. В результате в тропосфере и во всей стратосфере величины H здесь значительно уменьшились. Соответственно изменилась и структура поля на всех изобарических поверхностях. На севере Европы и Атлантики величины H повысились, а на севере Америки, наоборот, понизились (рис. 81 и 82). Наконец, в начале первой декады января 1968 г. началось антициклоническое меридиональное преобразование полей, которое распространилось и на приполюсные районы Арктики. Как в тропосфере, так и в стратосфере произошла изоляция циклонических систем над Евразией и Северной Америкой, а в Центральной Арктике оформилась область относительно высокого давления (рис. 83).

Все происшедшие преобразования поля геопотенциала в период с 14 декабря по 8 января хорошо выражены в поле изаллогипс поверхности 10 мб. Подобные изменения геопотенциала 20—14, 29—20 декабря, а также 8 января—29 декабря произошли и на



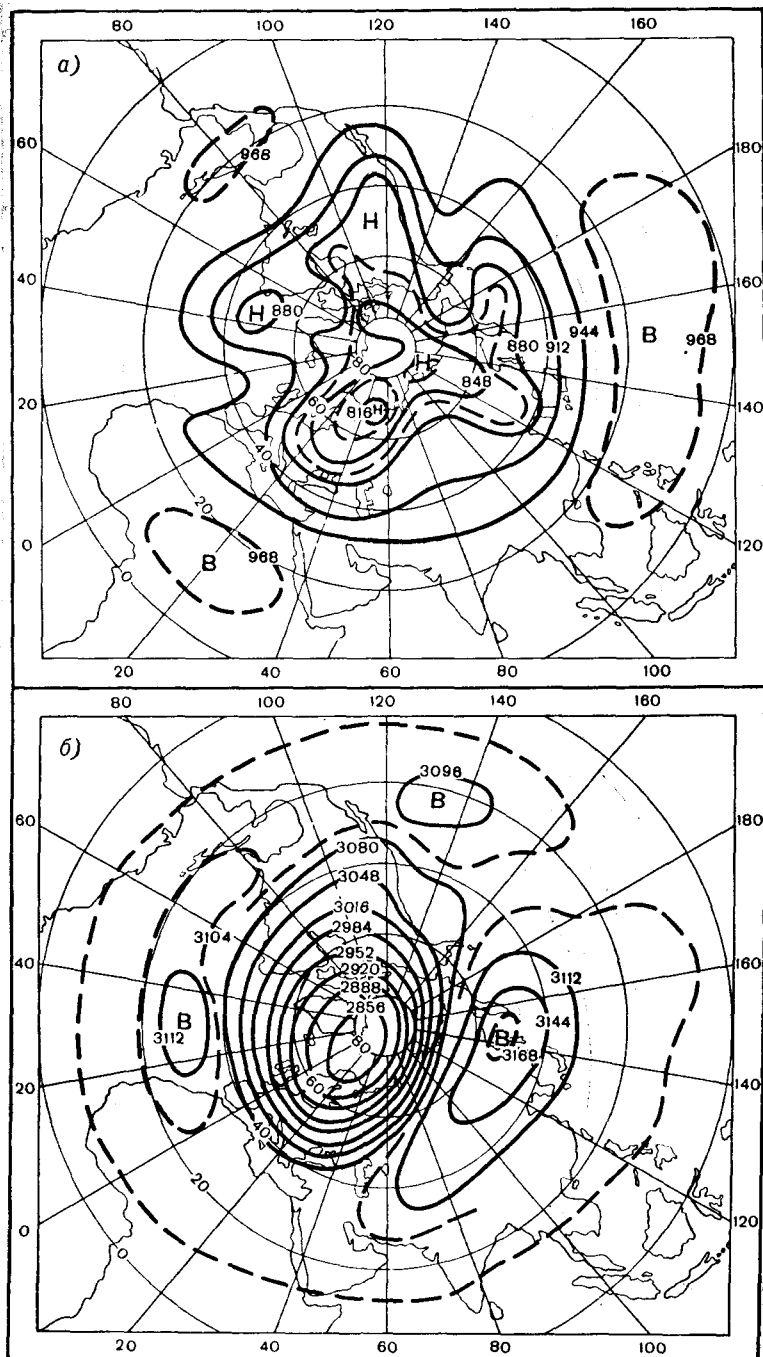
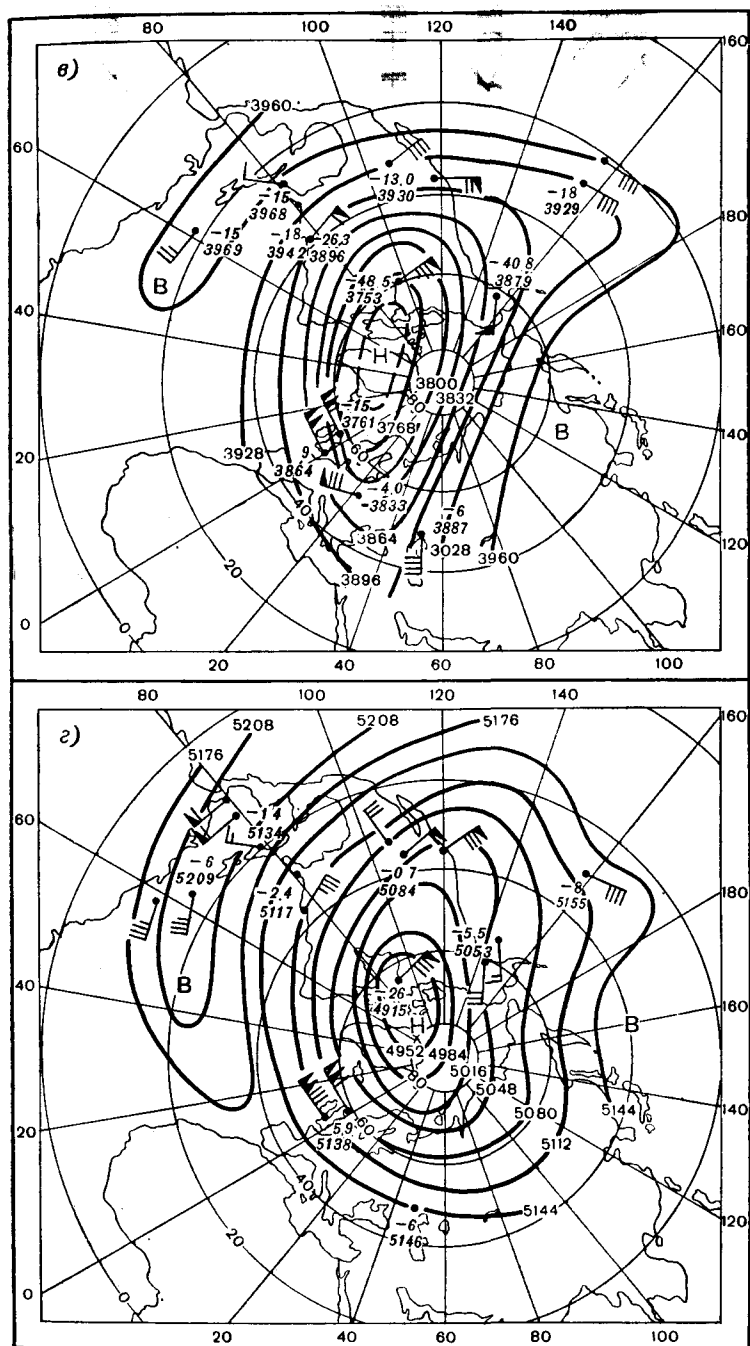


Рис. 81. Карты AT_{300} (а), AT_{10} (б),



AT_3 (a) и $AT_{0.6}$ (z) 20 декабря 1967 г.

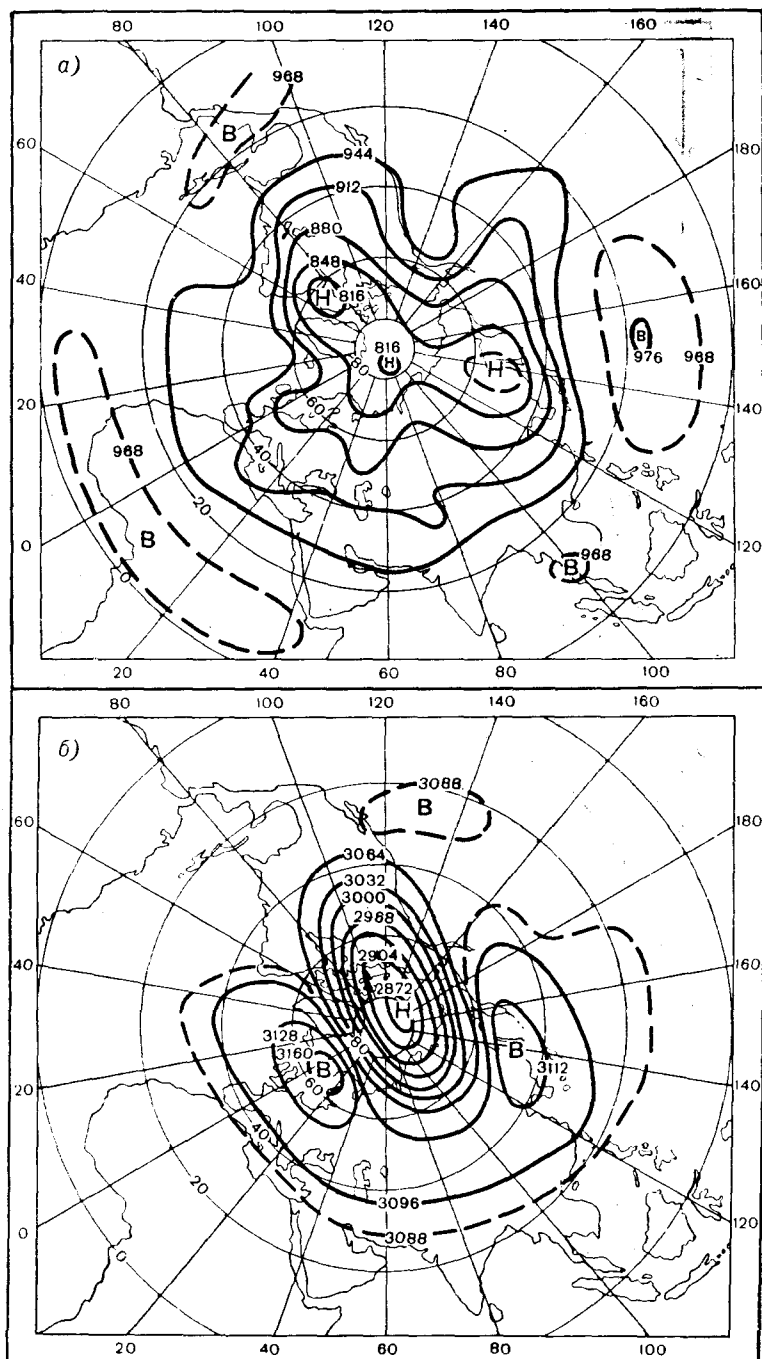
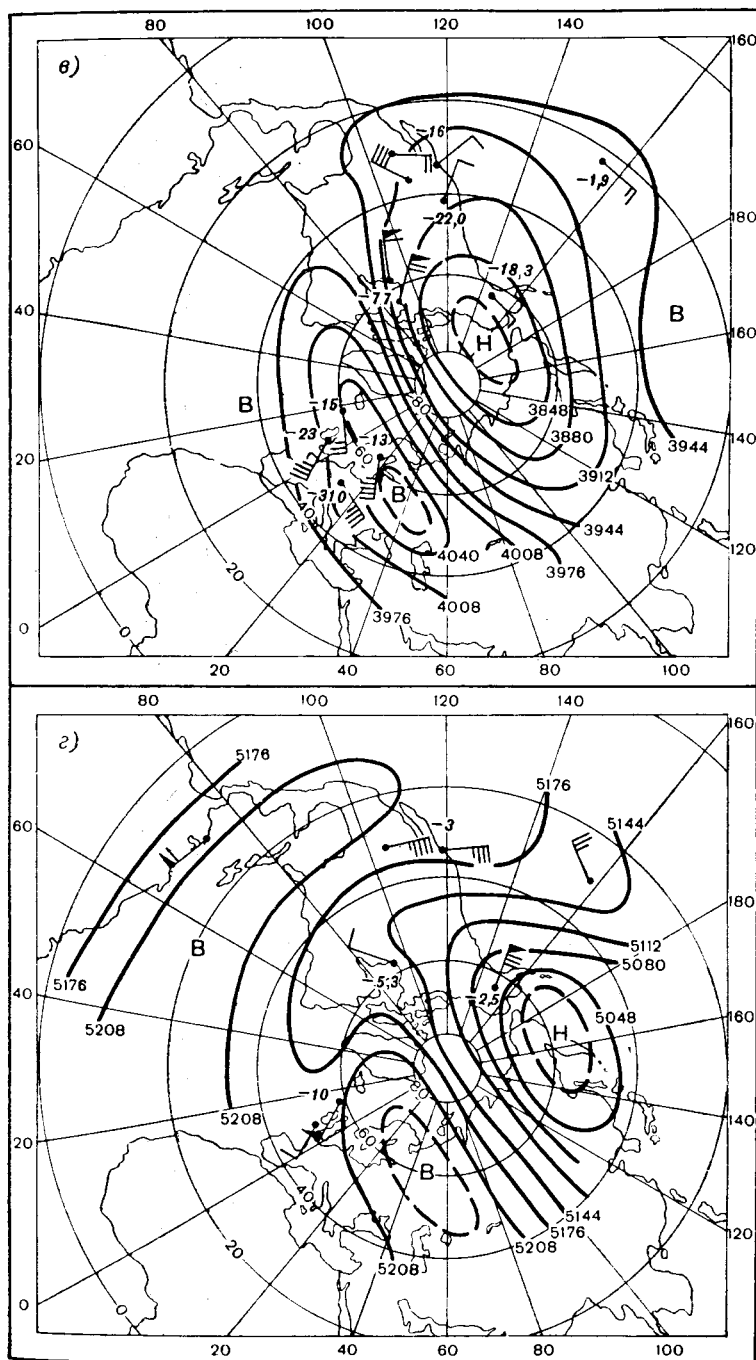


Рис. 82. Карты AT_{300} (а), AT_{10} (б),



AT_3 (a) и $AT_{0.6}$ (b) 29 декабря 1967 г.

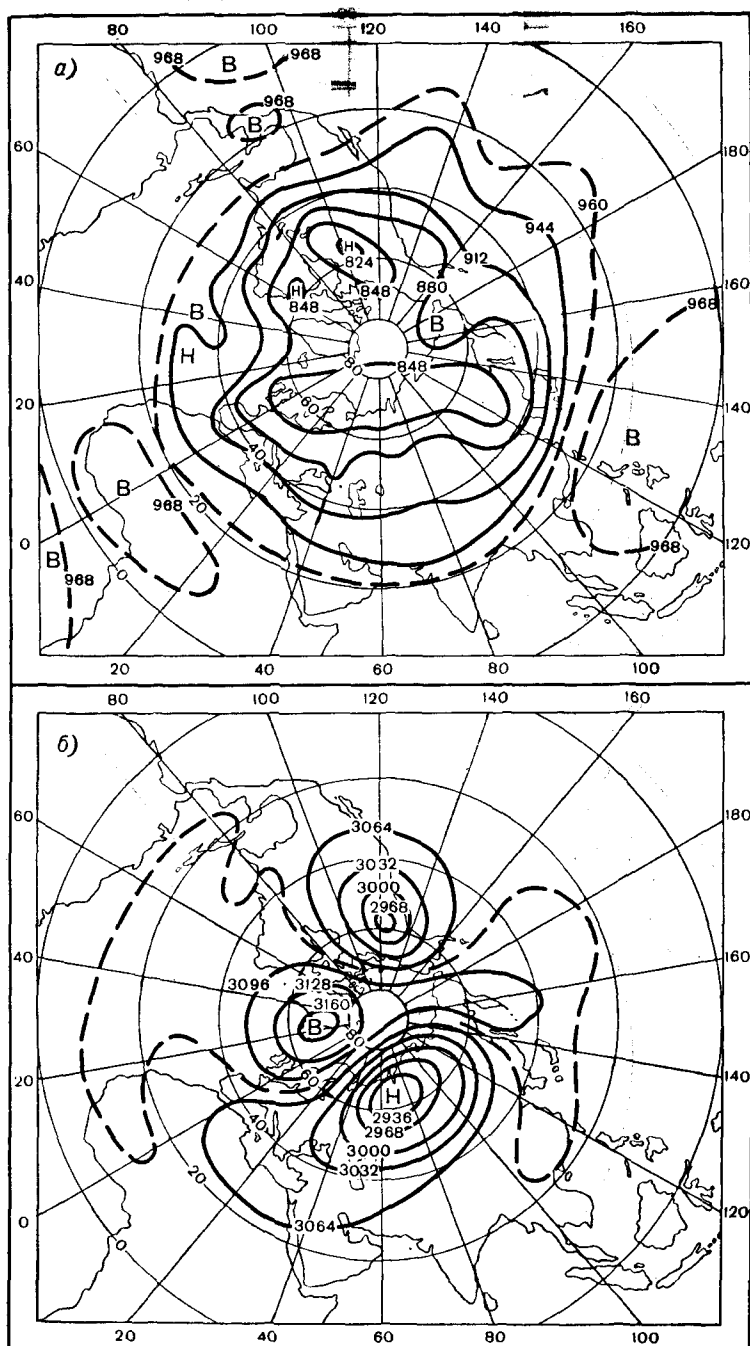
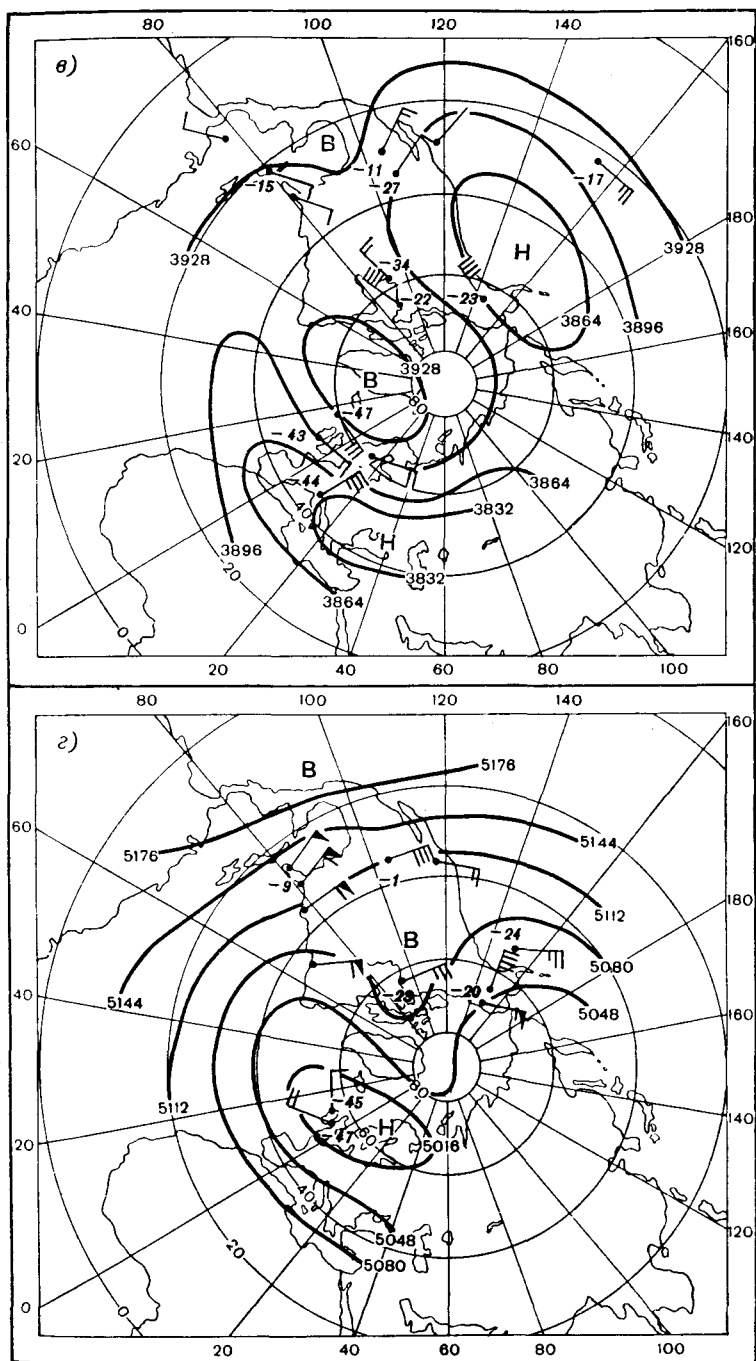


Рис. 83. Карты AT_{300} (а), AT_{10} (б),



AT_3 (a) и $AT_{0.6}$ (b) 8 января 1968 г.

поверхности 300 мб. Однако на AT_{300} , кроме основных очагов изаллогипс, хорошо выраженных на AT_{10} , нашли отражение и те изменения H , которые были связаны с движением и эволюцией отдельных, кратковременно существовавших барических образований. Поэтому общее число очагов изаллогипс на AT_{300} оказалось больше, чем на AT_{10} .

Таким образом, из рассмотренного примера также следует, что повседневные изменения полей геопотенциала и циркуляции в значительной мере зависят от характера крупномасштабных процессов, развивающихся в тропосфере.

Вычисления планетарных индексов циркуляции I_m показали, что в первой половине декабря происходили отдельные, кратковременные вспышки усиления меридиональной циркуляции, которые слабо отражались даже в средней стратосфере, в частности на поверхности 10 мб. Однако во второй половине этого месяца, особенно 24—29 декабря, величины I_m значительно превышали норму. Это характеризовало развитие интенсивных меридиональных преобразований в тропосфере, которые оказали существенное влияние на изменение структуры поля геопотенциала и циркуляции воздуха в средней и верхней стратосфере.

Мы ознакомились с одним из процессов меридионального преобразования поля геопотенциала и циркуляции воздуха, охватившего тропосферу и всю стратосферу. В последние 3—4 года аналогичные процессы преобразования поля H , охватившие среднюю и верхнюю стратосферу, исследованы также другими авторами и получены те же выводы [43, 141 и др.].

7.7. Траектории очагов тепла в стратосфере зимой

В последние годы проводятся исследования траекторий областей тепла, возникающих при потеплениях. Эти исследования проводятся в целях установления закономерностей движения их в различные годы. Сделаны также попытки определения их двухгодичных циклов, подобных стратосферным ветрам экваториальной зоны.

Зимние аномальные повышения температуры в стратосфере средних и высоких широт, как мы видели, возникают под влиянием динамики атмосферных процессов. При крупных меридиональных преобразованиях полей геопотенциала и воздушных течений области тепла и высокого давления проходят сложный путь из средних широт в высокие в течение многих дней. Так как это обычно бывает связано с единым процессом перемещения системы конвергирующих ветров и нисходящих движений воздуха, то определение траектории областей тепла в этом случае не представляет большого труда.

При малой деформации стратосферного циклона сохраняется западный перенос и области тепла либо перемещаются в восточном направлении, либо описывают неопределенные петли в зави-

симости от характера относительно малоинтенсивных процессов, развивающихся на периферии стратосферного полярного циклона. В последнем случае бывает трудно проследить их траекторию, так как при небольших горизонтальных градиентах температуры эти области изменяют свое положение в зависимости от восходящих и нисходящих движений воздуха вблизи района очага. Иначе говоря, почти непрерывно возникают и усиливаются новые очаги тепла, в которых температура воздуха иногда оказывается выше, чем в старом очаге. При формальном проведении траекторий в таких случаях часто допускаются ошибки. Этому способствуют малая освещенность карт топографии высоких поверхностей и неточность их анализа.

В работе [142] рассмотрено несколько примеров различных по характеру траекторий областей тепла и холода на высотах 20—30 км. Примеры относятся к крупнейшим зимним стратосферным потеплениям 1958 и 1963 гг. и сравнительно малоинтенсивным потеплениям, наблюдавшимся в 1960 и 1965 гг.

Не касаясь подробностей развития процессов, укажем лишь, что потеплениям 1958 и 1963 гг. предшествовали интенсивные процессы в тропосфере и прежде всего крупные меридиональные преобразования, которые, распространяясь в вышележащие слои воздуха, т. е. в нижнюю, а затем и в среднюю стратосферу, вызывали здесь аналогичную перестройку циркуляции. В результате возникшей конвергенции ветра и нисходящих движений воздуха над Южной Европой 22—23 января 1958 г. оформилась область повышенных температур, которая в соответствии с преобразованием циркуляции над всем полушарием перемещалась в сторону Гренландии и Канады. Одновременно другая область тепла также вследствие меридионального преобразования поля течений распространилась со стороны Берингова моря в направлении Центральной Арктики и 4 февраля слилась с областью тепла над Канадой. В результате над Северной Америкой возникла обширная область высоких температур и высокого давления. Низкие значения температуры обособились на севере Евразии, тогда как в начале развития процесса потепления область холода находилась над восточной половиной Северной Америки, Центральной Арктикой и севером Азии.

На рис. 84 изображены траектории двух областей тепла в период с 21 января до 4 февраля, т. е. до дня слияния обеих областей тепла. На картах АТ₂₅ (рис. 85) показаны характерные особенности этого крупного меридионального преобразования термобарического поля.

Как следует из карт АТ₂₅ и ветровых данных на карте траекторий (рис. 84), направление перемещения очагов тепла отличалось от направления основных воздушных течений. Перемещение очагов происходило в сторону конвергирующих течений, т. е. в том направлении, в котором повышалась температура воздуха в стратосфере. После меридионального преобразования слияние двух очагов тепла и высокого давления произошло в западном полушарии.

В то же время в восточном полушарии оказалась область холода и низкого давления.

Другой пример формирования области тепла, также относящийся к середине зимы, известен из исследований ряда авторов и рассмотрен нами в параграфе 8.3. Очаг тепла в этом случае возник над Северной Атлантикой вблизи широты 46° N 14—16 января 1963 г. В первые 2—3 дня температура в очаге на AT_{10} повысилась до -35° , при этом очаг оставался в пределах океана. Однако в последующие дни в соответствии с развивающимся меридио-

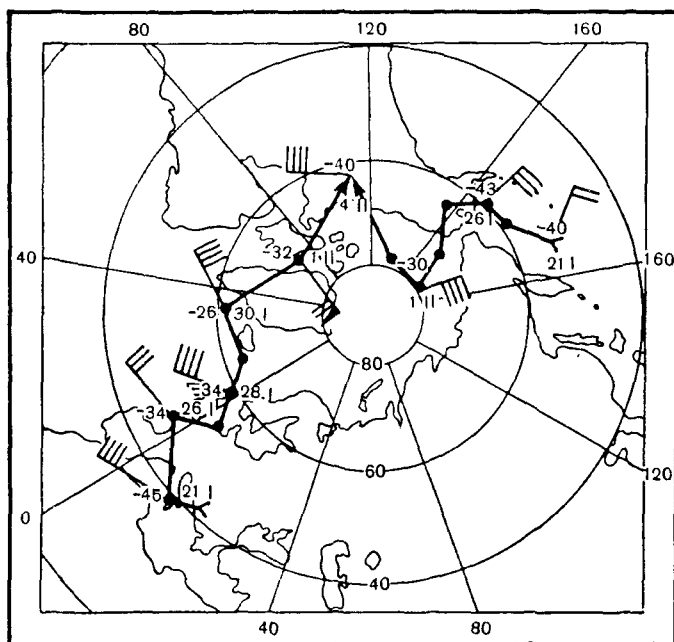


Рис. 84. Траектории очагов тепла в январе 1958 г.

нальным преобразованием термобарического поля он начал смещаться в северо-западном направлении, а температура в нем повысилась к 28—29 января 1963 г. до -25° на AT_{50} и до 0° на AT_{10} .

На рис. 86 изображена траектория области тепла с 15 по 30 января на поверхности 10 мб. На рисунке видно, что одновременно с указанной усиливающейся областью тепла другая более слабая область тепла в районе Японских островов в соответствии с преобразованием термобарического поля в стратосфере медленно перемещалась в северном направлении. 28—30 января она слилась с первой более интенсивной областью тепла в районе с координатами 80° N и 140° E.

Для представления структуры поля геопотенциала и циркуляции в этот период на рис. 87 приведены три карты AT_{10} , относя-

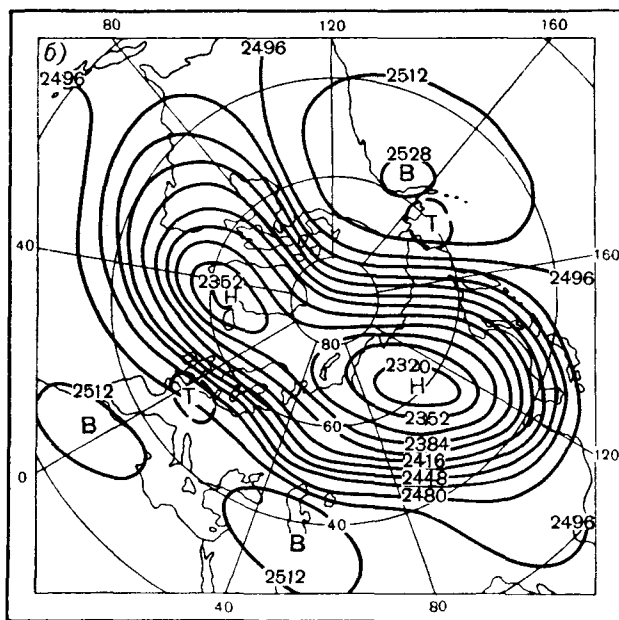
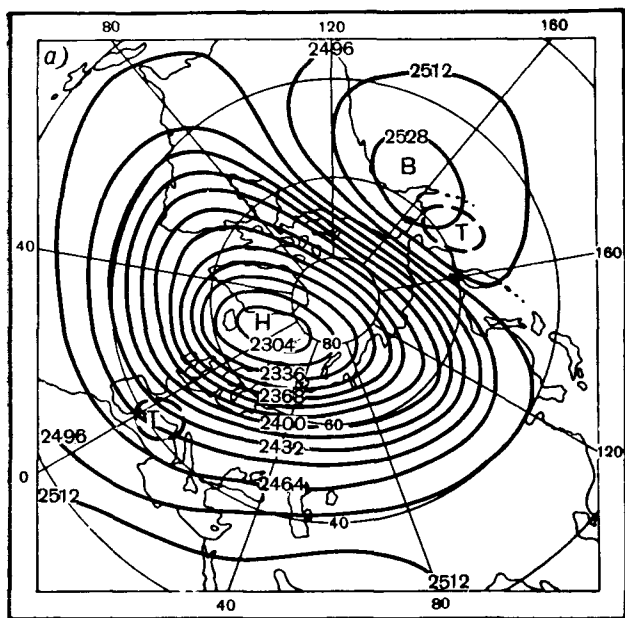


Рис. 85. Карты AT_{25} 22/I (а) и 26/I (б) 1958 г.

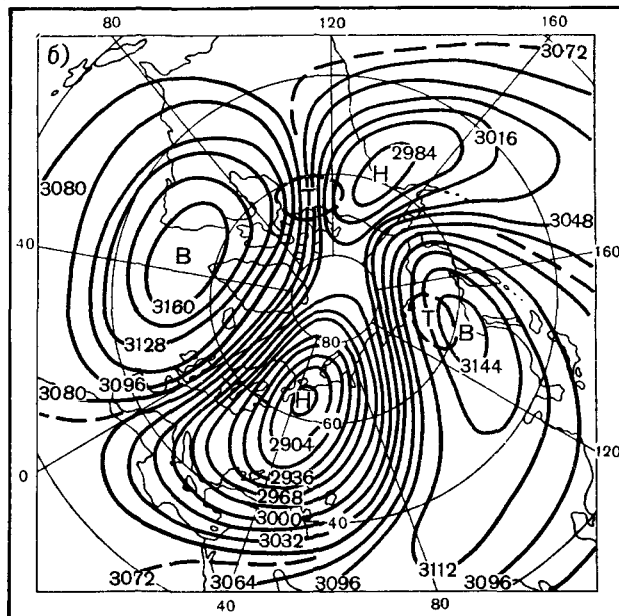
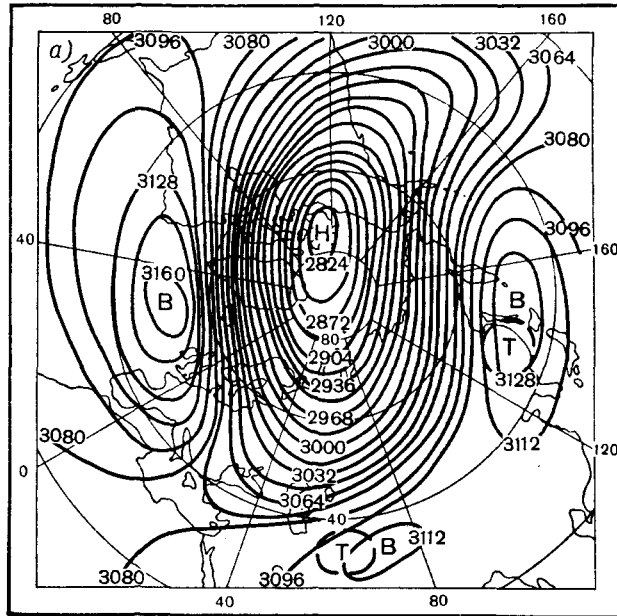
гов тепла тесно связано с крупными меридиональными преобразованиями поля геопотенциала в тропосфере и стратосфере.

В случае западной траектории очага тепла полярный циклон сохраняется и происходит лишь небольшая его деформация. Такой процесс развивался в период с 6—7 по 16—17 марта 1965 г.

На рис. 88 дана траектория области тепла, возникшей в районе Средиземного моря и к 20 марта переместившейся в район 75° N, 160° E. Вначале температура на поверхности 10 мб достигала -40° . Эта область тепла в малоградиентном поле в течение первых шести дней марта испытывала неопределенные смещения в пределах западной части Средиземного моря в зависимости от структуры поля ветра и нисходящих движений воздуха. То же происходило и с областью холода в районе Гренландии. В первой декаде марта она находилась в районе Гренландии, а во второй декаде переместилась на север Европейской территории СССР. Судя по картам АТ₁₀, в процессе перемещения области тепла в Восточную Арктику стратосферный полярный циклон в период с 5 марта до 16 марта лишь немного был деформирован, а центр его оставался в пределах высоких широт (рис. 89 а). Только под влиянием усилившейся циклоничности над Северной Америкой 21 марта в стратосфере образовалось деформационное поле (рис. 89 б). В результате контрасты температуры и скорости течений ослабли, а разности температур в очагах тепла и холода уже не превышали 30° .

Следующий пример, относящийся к зиме 1960 г., является показательным в смысле трудности определения траектории области тепла и высокого давления. При формальном просмотре можно, по-видимому, заключить, что область высокого давления (кстати сказать, изображенная на неосвещенной территории Азии (карты АТ₁₀)), проделала путь до западного побережья США. В действительности на периферии двухцентрового стратосферного циклона в середине января (рис. 90 а) в районах наибольших скоростей ветра местами происходило адиабатическое повышение температуры. 15 января такое потепление произошло несколько южнее Ньюфаундленда, где температура воздуха на поверхности 10 мб повысилась до -37 , -40° . В результате перестройки поля ветра температура в этом районе немного понизилась, а над юго-западной частью Европы под областью конвергирующих течений к 19 января она повысилась. К началу третьей декады января под усилившейся зоной конвергенции над средней частью Северной Америки температура возросла более значительно, чем в остальных районах, в связи с чем область высокого давления здесь, а затем и над прилегающей частью Атлантики заметно усилилась (рис. 90 б).

Таким образом, в разных районах широтной зоны $30-50^{\circ}$ N (от Северной Америки до Западной Азии) в течение второй половины января в зависимости от перестройки поля течений и адиабатического повышения температуры усиливался антициклон. В этом случае не было обнаружено какое-либо движение и,



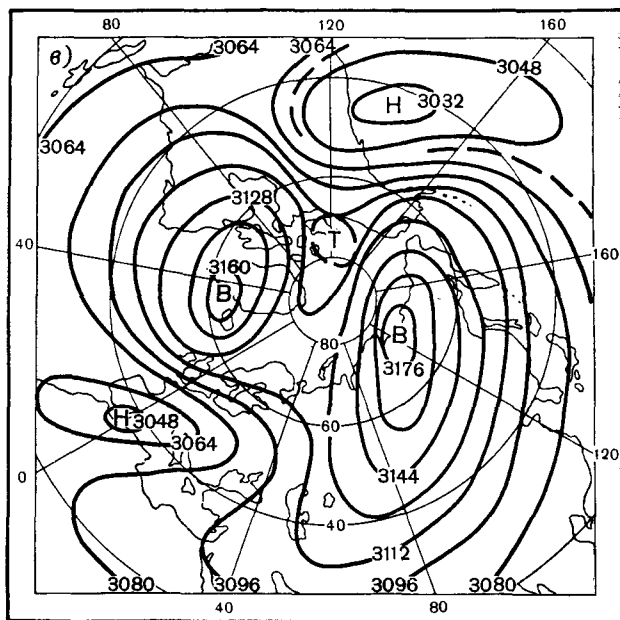


Рис. 87. Карты AT_{10} 20/I (а), 25/I (б) и 29/I (в) 1963 г.

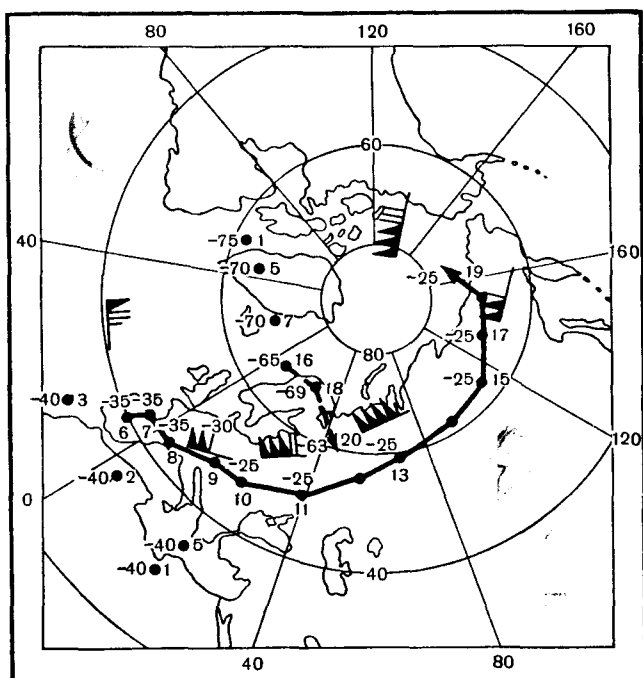


Рис. 88. Траектория области тепла в марте 1965 г.

следовательно, нельзя было определить его траекторию. Заметим, что в течение второй половины января во всей упомянутой выше зоне осуществлялся западный перенос воздуха.

Аналогичные сложные преобразования полей температуры и воздушных течений происходили в феврале и первой половине марта. В этот период, так же как и в январе, стратосферный полярный циклон испытывал лишь некоторые деформации, а области тепла и высокого давления возникали на его периферии. В таких случаях проведение единой западной или восточной траектории этих областей не достигло бы цели, так как такая траектория не отображала бы особенностей происходящих атмосферных процессов.

Анализ процессов, развивающихся в стратосфере в 1958—1967 гг., не позволил выявить чередование по годам западных и восточных траекторий областей тепла и высокого давления, в какой-то мере напоминающее квазидвухлетнюю цикличность, наблюдающуюся в нижней стратосфере некоторых районов экваториальной зоны.

Как уже было сказано, существуют и другие взгляды на зимние потепления в стратосфере северного полушария. Среди них можно назвать и гипотезу о влиянии солнечной активности на изменение температуры и циркуляции воздуха в стратосфере, в том числе и на зимние потепления.

7.8. Зимние потепления в стратосфере и солнечная активность

Более чем сто лет назад начались исследования, посвященные установлению связей между изменениями солнечной активности и атмосферными процессами и погодой. Поиски велись и ведутся в эпохальном, годовом и многодневном аспектах. Немало авторов продолжают искать непосредственные, почти мгновенные связи между активностью Солнца и изменениями погоды. Сопоставляются числа Вольфа, хромосферные вспышки, изменения площадей солнечных пятен и радиоизлучение Солнца с интенсивностью атмосферных вихрей, усилением меридиональной циркуляции атмосферы и холодными вторжениями, а также с изменениями приземного и высотного полей давления, метеорологических элементов и циркуляции в отдельных районах и даже в тех или иных точках земного шара.

Некоторые авторы, утверждая существование солнечно-земных связей, приводят в доказательство отдельные случаи резких повышений температуры, наблюдавшиеся в стратосфере после интенсивных процессов на Солнце. Например, в работе [8] находим утверждение о том, что потепления в стратосфере тесно связаны с увеличением площади солнечных пятен. Стратосферные потепления связывают и с увеличением геомагнитной активности. В этом отношении интересно остановиться на результатах двух исследований, выполненных примерно на одном и том же материале на-

блюдений и содержащих диаметрально противоположные выводы [42, 233].

В. Миронович [233] с помощью метода наложения эпох исследовал ход геомагнитного индекса C_i в периоды 11 стратосферных потеплений по датам, опубликованным в работе [234]. Приняв начальный день потепления за нулевой, автор вычислил среднее значение $C_i \times 10$ для этого дня, а также для каждого из пяти дней, предшествующих началу потепления, и пяти дней, следующих за ним (табл. 24).

Таблица 24

Средние значения геомагнитных индексов C_i и K_p в дни до и после стратосферного потепления

Геомагнитный индекс	Дни до потепления					0	Дни после потепления				
	5	4	3	2	1		1	2	3	4	5
C_i , по Мироновичу	5,8	6,5	8,3	9,0	8,9	10,6	11,5	10,3	9,0	8,6	6,1
K_p , по датам, использованным Мироновичем	2,00	2,29	2,75	2,75	2,72	2,95	3,50	3,12	2,72	2,78	2,14
K_p , по датам, использованным Геохланян . . .	2,28	2,25	2,47	2,53	2,17	2,33	1,99	2,36	2,67	2,23	1,08

Судя по данным таблицы, в период, предшествующий потеплению, магнитная активность заметно возрастает и через сутки после начала потепления достигает максимума. На основе полученных результатов автор пришел к выводу, что между зимними стратосферными потеплениями и солнечной активностью существует строгая стохастическая связь, и предложил гипотезу, связывающую возникновение потеплений с появлением плотной солнечной струи, достаточно концентрированной, чтобы нагреть только определенную часть атмосферы.

Однако исследованиями Т. Х. Геохланян [41] эти выводы не подтвердились. Применив тот же метод наложения эпох в этой работе был изучен ход геомагнитного индекса K_p в периоды стратосферных потеплений над Арктикой в 1958—1964 гг., опубликованные в работе [142]. Этот индекс, так же как и C_i , характеризует степень возмущенности магнитного поля. Различие между K_p и C_i состоит лишь в том, что первый из них представляет возмущенность магнитного поля за трехчасовые интервалы, а второй — в целом за день. Вычисленные средние значения K_p представлены в табл. 24. Здесь же для сравнения приведены средние значения индекса K_p , полученные по тем же датам, что и C_i . Сопоставление показывает, что ход их в обоих случаях не аналогичен. Хотя, казалось бы, при существовании прямой связи между потеплениями и солнечной активностью эта связь должна была бы прослежи-

ваться независимо ни от числа рассматриваемых случаев, ни от времени или места их наблюдения. Это еще раз указывает на сложность процессов значительных повышений температуры в стратосфере, а главное, на сложность взаимосвязи между процессами на Солнце и в нижнем слое атмосферы Земли.

Не останавливаясь на результатах исследований других авторов, заметим, что в настоящее время многие придерживаются мнения, что корпускулярные потоки из активных областей Солнца являются главными факторами геомагнитного возмущения земной атмосферы. Например, по Э. Р. Мустелю [111], на атмосферу Земли действуют те корпускулярные потоки, которые извергаются на экваторе.

Как правило, исследователи гелиометеорологических связей ограничиваются сопоставлением хода изменений солнечных и погодных факторов в отдельные периоды времени, оставляя в стороне вопрос о природе такой связи. Более того, еще совершенно неизвестен характер взаимодействия между процессами в термосфере и мезосфере, как и между мезосферой и нижерасположенными сферами, не говоря уже о связи их с тропосферными процессами и погодой.

Изменения солнечной активности, очевидно, должны отражаться на процессах и явлениях в высоких слоях атмосферы и прежде всего в ионосфере, так как огромное количество солнечной энергии, а также космической проникает именно в ионосферу. В стратосферу и тем более в тропосферу проникает лишь ничтожная ее часть. Поэтому многие попытки изучения солнечно-тропосферных связей пока не привели к положительным результатам.

Возможно, что сказанное нельзя отнести к гелиометеорологическим связям в многолетнем выражении. Интересны и связи, устанавливаемые между активностью Солнца и биофизическими факторами. Не касаясь широкого круга всех этих вопросов, ограничимся результатами исследования непосредственных связей между изменениями солнечной активности и полем температуры в стратосфере и прежде всего зимними стратосферными потеплениями, полученными в работе [136].

Учитывая сложность влияния солнечной активности на атмосферные процессы, не следует проводить прямые сопоставления между различными характеристиками этой активности и метеорологическими параметрами, как это делается на протяжении ряда лет многими исследователями. Последние, кстати сказать, выбирают не только короткие периоды времени, но и небольшие районы Земли и даже отдельные точки, хотя абсурдность подобных исследований вне всякого сомнения.

Приведенные ниже сопоставления характеристик солнечной активности и изменений температуры в стратосфере северного полушария показали несостоятельность поисков прямых связей между различными по существу процессами.

В работе [136] поиски солнечно-земных связей проводились по материалам ежедневных наблюдений в течение трех холодных

полугодий (октябрь—март) — 1957/58, 1962/63, 1963/64 гг. Именно эти зимние полугодия были выбраны для того, чтобы сопоставить изменения температуры в стратосфере с изменениями солнечной активности в периоды максимума (1958 г.) и минимума (1964 г.). Кроме того, процессы в январе 1958 и 1963 гг. характеризовались весьма крупными изменениями полей температуры и циркуляции в стратосфере.

Для характеристики солнечной активности использованы относительные числа пятен (числа Вольфа) за каждый день (W), сум-

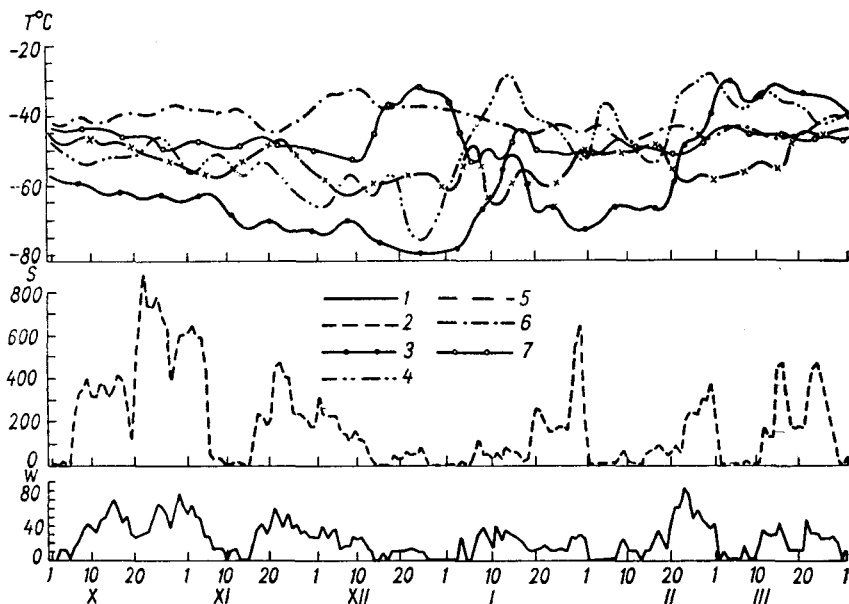


Рис. 91. Изменение солнечной активности и температуры воздуха в стратосфере в октябре—марте 1963—1964 гг.

1 — числа Вольфа (W), 2 — площадь пятен (S); температура воздуха на станциях: 3 — Юрика, 4 — Коцебу, 5 — Шатору-Деоль, 6 — Осан, 7 — Питсбург.

марная площадь их в миллионных долях полусферы Солнца (S), числа хромосферных вспышек и другие показатели изменения активности Солнца [165].

На рис. 91 и 92 представлены хромосферные вспышки (C)¹, кривые изменения числа пятен (W), площади их (S) и изменения температуры воздуха в средней стратосфере. Вследствие того что графически трудно изобразить изменения температуры на всем полушарии, были выбраны пять пунктов, расположенных в высоких и средних широтах северного полушария: Юрика (80° 00' N, 85° 56' W), Коцебу (66° 52' N, 162° 38' W), Шатору-Деоль (46° 52' N,

¹ Слабые хромосферные вспышки, мощность которых в условной 8-балльной шкале была меньше 2, на графики не нанесены.

01° 44' E), Осан (37° 06' N, 127° 02' E) и Питсбург (40° 30' N, 80° 13' W). Эти пункты характеризуют средние условия поля температуры в нижней и средней стратосфере. Климатические различия на графиках выражены общими особенностями температурного режима каждой станции. Изменения температуры и чисел W и S представлены по скользящим пятидневкам.

Перед тем как перейти к анализу кривых, заметим, что в год большой активности Солнца (1957/58 г.) суточное максимальное число пятен превышало 500, а площадь, занимаемая ими, в от-

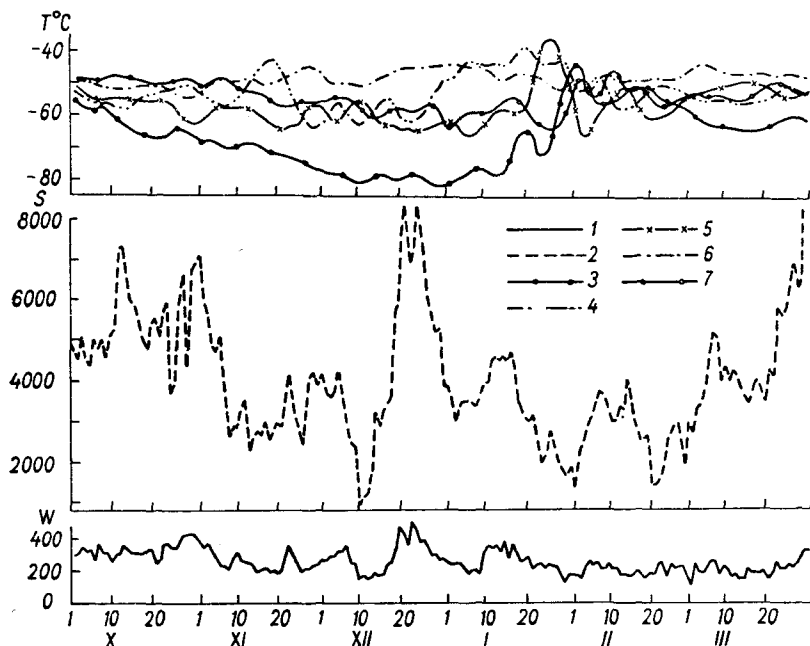


Рис. 92. Изменение солнечной активности температуры воздуха в средней стратосфере в 1957—1958 гг.

Усл. обозначения см. рис. 91.

дельные дни составляла 8000 единиц. В период малоактивных процессов на Солнце (1963/64 г.) максимальное число пятен едва достигало 90, а площадь их — 800 единиц.

Сопоставляя кривые, изображенные на рис. 91 и 92 легко видеть, что изменение ежедневных значений чисел пятен и их площадей характеризуется некоторой периодичностью, тогда как в ходе температурных кривых такой периодичности нет. На основе сравнения в отдельные периоды значений W и S соответствующих им участков температурных кривых можно прийти к выводу о том, что в периоды усиления солнечной активности температура воздуха в стратосфере изменяется по-разному (она может повышаться или понижаться, оставаться без изменения или испытывать мелкие колебания).

На рис. 91 (октябрь 1963 г. — март 1964 г.) можно выделить пять-шесть более или менее интенсивных периодов пятнообразования. Наиболее крупный из них отмечен 19 октября — 6 ноября 1963 г., когда число пятен достигало 80, а их площадь — 880 единиц. Однако суточные колебания температуры в этот период были невелики, на станциях Юрика, Осан и Питсбург в течение нескольких суток они не превышали 4—8°. На ст. Шатору-Деоль температура понизилась от —49 до —59°, а на ст. Коцебу она сначала повысилась за четверо суток на 9°, а затем понизилась за восемь суток на 14°.

Повышенная активность Солнца наблюдалась и в период 15 ноября — 13 декабря 1963 г. Максимальное число пятен в этом периоде составило 62, а площадь — 480 млн. долей полусферы Солнца. Как и в предыдущем периоде, температура воздуха в разных частях полушария изменялась различно. Ноябрь, как обычно, характеризовался постепенным охлаждением воздуха в высоких широтах, а в декабре, когда активность солнечных процессов стала уменьшаться, температура воздуха сначала на ст. Коцебу, а затем на ст. Юрика повысилась. В то же время в умеренных широтах (станции Питсбург и Шатору-Деоль) температура понизилась, а на ст. Осан, наоборот, повысилась.

Более резкие различия между процессами пятнообразования на Солнце и температурой воздуха в стратосфере наблюдались в конце декабря 1963 г. — в феврале 1964 г., хотя процессы на Солнце в этот период отличались особенно малой активностью. В течение целого ряда дней пятна на нем отсутствовали (более 20 суток) или число их не превышало одного-двух десятков (более 30 суток). Хромосферные вспышки также наблюдались редко: во второй половине декабря 1963 г. всего 2 раза, в январе 5 раз, в феврале 6 раз. Все они характеризовались небольшой интенсивностью. Мощность их в условной 8-балльной шкале была зашифрована «1» и только однажды (22 января) «2». Что же касается температуры воздуха в стратосфере, то именно в этот период она изменялась наиболее резко. На ст. Коцебу с 24 декабря до 14 января произошло значительное потепление — на 24°, на ст. Юрика с 27 декабря 1963 г. до 7 января 1964 г. — на 21°, на ст. Шатору-Деоль с 31 декабря до 5 января — на 31°, на ст. Питсбург с 5 до 8 января — на 15°, а с 11 до 15 января — на 25° и только на ст. Осан колебания температуры воздуха не превышали 10°.

В непосредственной близости к году минимальной солнечной активности находился 1963 г. Число пятен на поверхности Солнца, непрерывно уменьшаясь, к январю этого года понизилось до 30—40 и только 3 января превысило 50. Хромосферные вспышки отмечались всего лишь 2 раза и были слабыми. Несмотря на это, в стратосфере высоких широт произошло одно из наиболее крупных в течение последних 10 лет потеплений с не менее крупными преобразованиями циркуляции. Температура воздуха в период с 10 по 26 января на ст. Юрика повысилась на 75°, что равно в среднем 4,7° в сутки. Максимальное повышение температуры

произошло в течение суток 22—23 января и составило 34° . На ст. Коцебу потепление охватило период 20—28 января и достигло 44° , что составляет в среднем за сутки $5,5^{\circ}$.

Причины этого значительного потепления рассмотрены в ряде работ. Вкратце они сводятся к усилению макротурбулентности в тропосфере, сопровождающейся развитием циклоничности на западе Атлантического и Тихого океанов и в прилегающих районах материков. Как показали расчеты, макротурбулентность, усилившаяся в тропосфере, распространилась в высокие слои и обусловила аномалию температуры и циркуляции.

Большое по интенсивности потепление в стратосфере наблюдалось и в январе 1958 г. — в год наибольшей активности Солнца (рис. 92). На высотах 23—25 км в Канадском секторе Арктики температура воздуха с 14 января до середины февраля повысилась на 41° . Высокая температура (до -26°) наблюдалась над Западной Европой (Шатору-Деоль). Здесь за девять суток температура воздуха повысилась на 35° . Между тем, как следует из данных рис. 92, наиболее активный процесс пятнообразования, начавшийся 10 декабря, закончился 2 января. Хромосферные вспышки, наблюдавшиеся в период 23—26 января, по-видимому, также не могли явиться причиной повышения температуры, так как были зафиксированы уже после начала потепления.

Следовательно, зимние потепления в стратосфере высоких широт за последние семь-восемь лет наблюдались как в годы большой активности Солнца (1957/58), так и в годы спокойного его состояния (1963/64). Приведенные сведения о наиболее значительных зимних потеплениях в высоких широтах северного полушария за последние 10 лет показывают, что они происходили ежегодно и даже несколько раз в холодное полугодие независимо от большей или меньшей активности процессов на Солнце.

Большие потепления в стратосфере наблюдались и в начале шестидесятых годов. Зима 1963/64 г. также отличалась частыми существенными изменениями температуры и циркуляции в стратосфере высоких и средних широт. Одно из них осуществилось в декабре 1963 г. в районе Великих озер — Ньюфаундленда, где 12—22 декабря на высотах 24—30 км температура воздуха повысилась на $30—35^{\circ}$ (от $-60, -65^{\circ}$ до $-27, -30^{\circ}$).

Крупное потепление произошло также между 19 февраля и 3 марта 1964 г. в слое 23—30 км, когда температура воздуха в Западной Арктике повысилась на $25—35^{\circ}$ и область с максимальными температурами $-25, -40^{\circ}$ сохранялась в центре Арктики до конца этого месяца. Интенсивные зимние потепления в высоких широтах наблюдались и в последующие годы без какой-либо связи с солнечной активностью.

Малые колебания активности Солнца и температуры в стратосфере в работе [141] авторами не рассматривались. Известно, что на основе анализа малых величин колебаний трудно или почти невозможно объективно получить убедительные выводы о характере сопоставляемых связей, так как всегда с допуском небольших

сдвигов фаз можно сделать как положительные, так и отрицательные выводы. Так как связь между солнечной активностью и изменениями температуры в стратосфере не относится к числу прямых и простых связей, это заставило рассматривать наиболее крупные, почти аномальные процессы.

Таким образом, сопоставление факторов, указывающих на изменение активности Солнца, в том числе и радиоизлучения, со

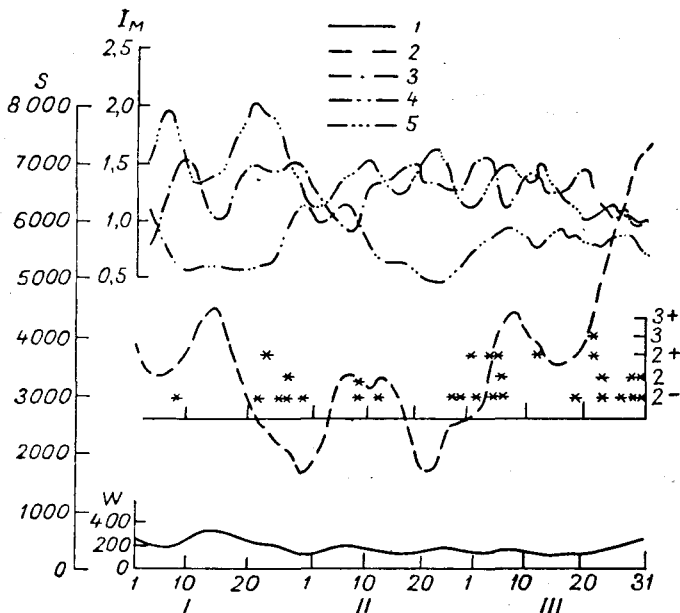


Рис. 93. Изменение солнечной активности и индекса меридиональной циркуляции I_M на поверхности 500 мб в январе—марте 1958 г.

1 — числа Вольфа (W); 2 — площадь пятен (S); 3 — I_M в районе I ($35-70^\circ$ N, 45° W — 90° E), 4 — I_M в районе II ($35-70^\circ$ N, 90° E — 160° W); 5 — I_M в районе III ($35-70^\circ$ N, $45-160^\circ$ W); * — хромосферные вспышки мощностью 2 и более.

значительными изменениями температуры, происшедшими в высоких и средних широтах стратосферы в холодные месяцы 1957—1965 гг., не позволили сделать вывод о существовании между ними синхронной связи. Более того, учитывая высказывания отдельных авторов о запаздывании воздействия Солнца на атмосферные процессы в пределах 1—7 суток, были проведены сопоставления процессов на Солнце и в атмосфере Земли. Однако и с этими допущениями прямая связь не была обнаружена.

Если даже предположить, что изменения солнечной активности непосредственно отражаются на атмосферной циркуляции и погоде, то и в этом случае связь между ними установить трудно. Ведь при каждом изменении солнечной активности атмосферные

процессы на земном шаре обычно сильно отличаются друг от друга. Следовательно, при изменении солнечной активности различные начальные условия атмосферной циркуляции и погоды должны привести к различным последствиям. И в этом, очевидно, следует искать причину весьма скромных результатов в поисках непосредственных связей между изменениями солнечной активности и процессами в тропосфере.

В течение уже многих лет исследователи пытаются показать связь солнечной активности с ледовитостью арктических морей, с усилением циклонической деятельности и интенсивности атмосферной циркуляции, с изменением форм циркуляции или с усилением меридиональности процессов в тропосфере. При этом изме-

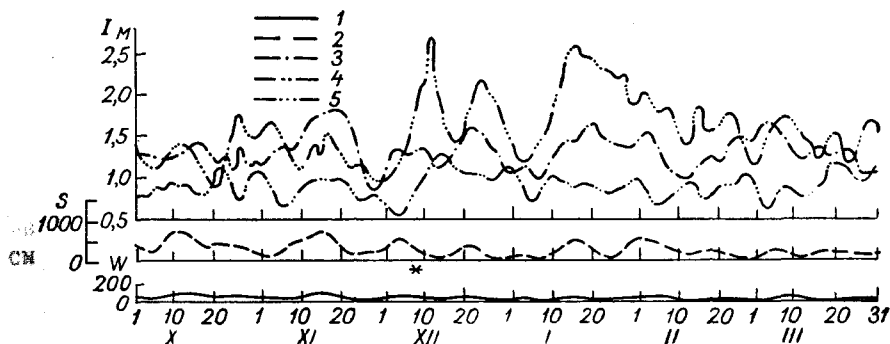


Рис. 94. Изменение солнечной активности и величин индекса меридиональной циркуляции I_M на поверхности 500 мб в холодное полугодие 1962/63 г.

Усл. обозначения см. рис. 93.

нения активности Солнца обычно сопоставляются с вторжениями холодных масс воздуха из Арктики в умеренную зону [200], которые осуществляются при меридиональных преобразованиях полей давления и циркуляции. Подобные сопоставления обычно проводились визуально, что не могло не отразиться на объективности полученных результатов. Поэтому мы [141] попытались получить объективные данные об ослаблении и усилении меридиональных процессов в тропосфере в связи с изменениями солнечной активности. При этом для количественной характеристики меридиональности использовался способ оценки ее, предложенный в работе [78]. Формулы для определения индексов зональной I_Z и меридиональной I_M циркуляции приведены в главе пятой. В результате вычислений были получены величины I_Z и I_M для северного полушария и отдельных его районов на уровне моря и различных высот, а также вычислены скользящие пятидневные значения индекса I_M для трех районов северного полушария на поверхности 500 мб, отражающей характер циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере [141]. Полученные величины были сопоставлены с пя-

тидневными скользящими значениями чисел Вольфа W и площадью пятен S (рис. 93 и 94). На рис. 93 показана связь этих величин на примере зимы 1957/58 г., т. е. года максимальной активности Солнца, а на втором — на примере холодного полугодия 1962/63 г., т. е. года, близкого к году спокойного Солнца. Ход кривых не позволяет установить какую-либо связь между показателями солнечной активности и степенью меридиональности процессов в тропосфере и нижней стратосфере.

Приведенные здесь графики еще раз подтверждают вывод о том, что с целью поисков солнечно-погодных связей нельзя проводить непосредственные сопоставления изменений солнечной активности и атмосферных процессов. Солнечно-погодные связи слишком сложны и поэтому применяющиеся методы прямых сопоставлений не могут привести к убедительным результатам.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОЗДУХА В СТРАТОСФЕРЕ В СВЯЗИ С ТРОПОСФЕРНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

8.1. Индексы меридиональности и зональности при потеплении в стратосфере

В последнем разделе главы седьмой на отдельных примерах было показано изменение индекса меридиональности в связи с солнечной активностью. Здесь же рассмотрим результаты исследований связи между процессами в тропосфере и стратосфере и причины преобразования циркуляции воздуха в стратосфере, для чего были использованы индексы меридиональности и зональности. Эти индексы по ежедневным картам барической топографии вычислены для ряда районов в средней тропосфере (AT_{500}) в отделе долгосрочных прогнозов погоды Гидрометцентра СССР и нижней стратосфере (AT_{100}) сотрудниками автора за пять лет (1958—1959, 1961—1963 гг.). Для характеристики интенсивности циркуляции в стратосфере индексы I_z и I_m частично были вычислены и на поверхностях 100, 50, 30 и 10 мб за 1958 г. [143].

В результате вычислений получено, что интенсивность зональной и меридиональной циркуляции в тропосфере имеет четко выраженный годовой ход. Он еще более ярко проявляется в стратосфере, при этом между процессами в обеих сферах существует тесная связь. Выражается она в том, что изменение характера циркуляции в тропосфере сопровождается однотипными ее изменениями в стратосфере, которые протекают как синхронно, так и с запаздыванием в стратосфере на 1—2 суток.

В табл. 25 приведены данные, характеризующие изменения величин индексов меридиональной циркуляции в январе 1963 г. Они интересны тем, что в этом месяце над районом Атлантики и Европы (район I), Северной Америкой и Западной Атлантикой (район III) развились особенно активные процессы преобразования полей температуры и давления.

Как следует из табл. 25, 9 января наблюдался зональный процесс и величины индексов меридиональной циркуляции в обоих районах на всех шести поверхностях были близки к средним их значениям. Однако начиная с 12—13 января меридиональность на всех поверхностях стала постепенно возрастать, что хорошо видно по увеличению значений I_m . При этом максимальные значения I_m на поверхностях 500 и 100 мб приблизительно в 2—2,5 раза превысили средние значения за пятилетие. Заметим

Индексы меридиональной составляющей циркуляции (I_m) в январе 1963 г.

Изобари- ческая поверх- ность, мб	Январь										
	9	11	13	14	15	16	18	20	22	24	26

Район I (30—70° N, 45° W — 90° E)

10	2,70	3,00	3,15	3,99	3,94	3,66	3,75	3,85	4,07	6,61	4,60
30	1,43	2,09	2,61	2,81	2,90	2,55	2,37	2,51	2,55	4,61	4,16
100	0,82	1,52	1,90	1,82	1,68	1,55	1,56	1,56	2,01	2,03	1,66
200	1,04	1,50	1,58	1,68	1,81	1,81	1,80	1,55	1,93	1,72	1,36
300	1,13	1,39	1,92	1,79	1,95	1,98	1,98	1,87	1,95	1,90	1,44
500	1,07	1,20	1,45	1,45	1,50	1,47	1,50	1,63	1,47	1,26	1,29

Район III (30—70° N, 45—160° E)

10	2,58	3,38	3,70	3,90	4,35	4,98	5,04	5,08	4,83	4,46	3,05
30	1,65	2,22	2,80	3,20	3,86	4,27	4,33	4,39	3,76	3,86	3,46
100	1,08	1,98	2,36	2,34	2,52	2,89	2,90	2,61	2,26	2,72	2,83
200	1,72	2,20	2,88	2,95	3,35	3,30	3,03	3,00	2,76	2,73	2,70
300	2,03	2,36	2,95	3,00	3,65	3,43	3,34	3,05	2,92	2,64	2,59
500	1,56	1,56	1,88	2,56	2,49	2,48	2,49	2,42	2,43	1,93	2,05

также, что на более высоких поверхностях (выше 100 мб) они появились по сравнению с нижележащими поверхностями с некоторым опозданием.

Такой ход индекса циркуляции указывает на сильное возрастание интенсивности меридионального процесса до высоты около 30 км. В результате уже в начале двадцатых чисел января в стратосфере высоких и средних широт образовалось ярко выраженное деформационное поле.

Приведенный выше пример относится к числу исключительно интенсивных преобразований циркуляции, которые распространяются на все полушарие и осуществляются сравнительно редко. Однако аналогичную картину показали расчеты I_z и I_m и для других процессов, менее интенсивных, но часто развивающихся в холодный период года. Результаты расчетов для одного из таких случаев (20—23 декабря 1965 г.) помещены ниже.

8.2. Влияние адвективных и адиабатических факторов в изменении температуры воздуха в стратосфере

Ниже изложены результаты исследования метеорологических условий преобразования полей температуры и геопотенциала в стратосфере в холодное полугодие, выполненные автором с сотрудниками [142]. Для этого определены те главные факторы, которые играют важную роль в изменении полей температуры и геопотенциала.

Как известно, в системе атмосферных вихрей и фронтальных зон на изменение температуры большое влияние оказывают горизонтальный перенос и адиабатическое изменение температуры. В короткие периоды времени последнее обычно отождествляется с неадвективными изменениями, поскольку суточный приток тепла из вне по величине, как правило, несравненно меньше, чем адиабатический.

В суточных изменениях поля температуры в системе барических образований в тропосфере очень важно влияние адвекции, хотя адиабатические изменения также оказывают существенное влияние на перестройку термобарического поля. В нижней стратосфере, особенно в ярко выраженных бароклинических зонах, вследствие вертикальных движений воздуха происходят большие изменения температуры, которые часто превышают адвективные. Это прежде всего вызвано тем, что горизонтальные градиенты температуры и скорости ветра в стратосфере значительны, а вертикальные градиенты температуры малы и во многих случаях имеют отрицательный знак.

Определить характер изменений полей температуры и циркуляции в стратосфере можно по величинам суточных адвективных и адиабатических изменений температуры. Результаты этих вычислений показали, что адиабатические изменения температуры в нижней и средней стратосфере играют большую роль в перестройке поля геопотенциала и циркуляции.

В табл. 26 приведены данные об изменении $\frac{\partial T}{\partial t}$ (в градусах за сутки) при различных величинах вертикального градиента температуры γ и вертикальных скоростях w (таблица составлена М. В. Шабельниковой). Из данных этой таблицы следует, например, что при $w=2$ см/сек и $\gamma=0,7^\circ/100$ м температура воздуха за сутки изменяется на 5°C , а при той же вертикальной скорости, но при $\gamma=0^\circ$ суточное изменение температуры составляет 17° .

Согласно расчетам, вертикальные движения воздуха в бароклинических зонах стратосферы могут достигать 4—6 см/сек. Если принять $w=5$ см/сек при $\gamma=0^\circ$, то за сутки изменение температуры будет равно 42° , а при инверсии ($\gamma=-0,3^\circ$) оно составит уже 55°C .

Как видно, даже при малых величинах вертикальных движений воздуха суточные адиабатические изменения температуры достигают больших величин. В то же время данные наблюдений показывают, что в стратосфере Арктики районы, в которых $\gamma=0^\circ$ (центральная часть депрессии), занимают небольшую площадь, а районы с инверсией температуры являются преобладающими. При этом величина γ с высотой возрастает. Лишь в отдельных районах в стратосфере наблюдается слабое понижение температуры с высотой. По этой причине при инверсиях в системе стратосферных фронтальных зон суточные адиабатические изменения, в частности повышения температуры, достигают больших величин на высотах

Изменение $\frac{\partial T}{\partial t}$ град/сутки при различных значениях вертикальной скорости w и вертикальных градиентах температуры γ

w см/сек.	γ град/100 м								
	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0
1	1	2	3	4	5	6	7	8	8
2	3	5	7	8	10	12	13	15	17
3	5	7	10	12	15	18	20	27	25
4	6	10	13	17	20	23	26	30	34
5	8	12	16	21	25	29	33	38	42
6	9	14	20	25	30	35	39	46	51
7	11	17	23	29	35	41	46	53	59
8	12	19	26	33	40	47	54	61	68

w см/сек.	γ град/100 м							
	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,6	-0,7	-0,8
1	9	10	11	12	13	14	14	15
2	19	20	22	24	26	27	29	31
3	28	31	33	36	38	41	44	46
4	37	41	44	48	51	55	58	61
5	47	51	55	60	64	68	72	77
6	56	61	66	71	77	82	87	92
7	65	71	77	83	90	96	102	108
8	75	82	88	95	102	110	116	123

30—35 км, чем в нижней полярной стратосфере, где инверсии слабее или вовсе отсутствуют.

При рассмотрении зимних потеплений по графикам термоизоплет создается впечатление, что они начинаются в более высоких слоях стратосферы и лишь со временем распространяются в нижние ее слои. Однако такой вывод не может быть физически оправдан, так как потепления в стратосфере обусловлены адвективными и динамическими причинами, в связи с чем при исследовании этого процесса нельзя ограничиваться методом термоизоплет по данным наблюдений в отдельном пункте или даже в нескольких пунктах температурного зондирования атмосферы.

Для изучения изменений поля температуры и циркуляции воздуха в стратосфере необходимо прежде всего на больших площадях вычислить величины адвекции температуры, вертикальных движений воздуха, как и адиабатические изменения его температуры, которые по сравнению с радиационным нагреванием или охлаждением являются значительными.

Оценка вклада различных факторов в теплообмен нижней и средней стратосферы показала, что адвективные изменения температуры за 12 и 24 часа на поверхностях 200, 100, 50 и 30 мб

в холодную часть года в несколько раз превышают величины, обусловленные радиационными изменениями. В некоторых частях поля давления, например в бароклинических зонах, в отдельные дни января 1963 г. величины $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a$ на поверхности 10 мб над Северной Америкой превышали 20—30° за сутки. Приблизительно такого же порядка были и адиабатические изменения температуры. В то же время изменения температуры, обусловленные радиационным фактором, в среднем на порядок ниже адвективного и адиабатического факторов и, следовательно, играют незначительную роль в суточных изменениях температуры в стратосфере. Поэтому ими можно пренебречь.

Адвективные изменения температуры обычно определяют графическим способом. Неадвективные изменения температуры определяются как разности между величинами локальных и адвективных изменений за заданные сроки наблюдений (обычно за сутки). При этом неадвективные изменения отождествляются с адиабатическими изменениями температуры, поскольку суточные их изменения, как было сказано выше, на порядок превышают изменения температур, вызванные радиацией.

Тогда формулу (2.3) можно переписать в виде

$$\omega = - \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{неадв}}}{\gamma_a - \gamma}. \quad (8.1)$$

Если $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{неадв}}$ выразить в град/сек., γ_a и γ — в град/100 м, то ω будет выражено в см/сек.

При расчетах вертикальных движений воздуха на различных поверхностях, была использована формула (8.1).

Отметим, что расчеты ω в стратосфере в принципе должны получаться более точными, чем в тропосфере. Объясняется это тем, что в стратосфере изменение температуры происходит в целом сравнительно медленнее, величины вертикального градиента температуры здесь меньше, а характерные масштабы барических образований больше. Кроме того, в стратосфере можно не рассматривать влияние скрытой теплоты на поле температуры. К сожалению, использование очень простого соотношения (8.1) ограничивается стратосферными уровнями и самыми верхними уровнями тропосферы (300—400 мб), так как разность $\gamma_a - \gamma$ в средней и нижней тропосфере стремится к нулю.

Другими авторами [215] величины ω вычислялись с помощью ЭВМ по формуле

$$\omega = \frac{\frac{\partial T}{\partial t} - v_h \nabla p T}{\frac{kT}{p} - \frac{\partial T}{\partial p}}, \quad (8.2)$$

где k — отношение газовой постоянной к удельной теплоемкости сухого воздуха при $p = \text{const}$; v_h — горизонтальный компонент ветра; $\nabla_p T$ — горизонтальный градиент температуры на изобарических поверхностях. Как видно, соотношения (8.1) и (8.2) по существу мало отличаются друг от друга.

Вычисления по упомянутому способу показали, что величины w в стратосфере приблизительно такие же, как в тропосфере. Например, на поверхности 100 мб они могут достигать 4 см/сек., на поверхности 50 мб — 6 см/сек. и на поверхности 30 мб — 6—8 см/сек. При этом, как правило, в высотных ложбинах наблюдаются нисходящие движения, а в высотных гребнях — восходящие.

Суточные локальные изменения температуры в нижней стратосфере ограничиваются в среднем 2—4°, так как большие величины адиабатических изменений компенсируются адвективными. В стратосфере, подобно тропосфере, адвективные и адиабатические изменения температуры чаще всего имеют обратные знаки. Лишь при определенных условиях, когда знаки их совпадают, перестройка полей температуры и геопотенциала происходит более быстро. В то же время адиабатические изменения температуры при одних и тех же значениях возрастают, если уменьшается величина γ . В случае отрицательных значений γ адиабатические изменения температуры особенно велики (см. табл. 26).

Изменение температуры в стратосфере играет весьма большую роль в изменении поля геопотенциала. Однако на структуру этого поля здесь оказывает влияние и поле геопотенциала в верхней тропосфере, которое формируется под влиянием теплообмена с подстилающей поверхностью и приземного барического поля. С высотой роль температуры все более возрастает, что мы видели и из карт повторяемости циклонов на поверхностях 100 и 10 мб. Однако в отдельных случаях структура приземного барического поля оказывает довольно заметное влияние на поле геопотенциала в стратосфере. Наглядный пример такого влияния структуры приземного поля давления приведен в работе [138].

8.3. Резкое потепление в стратосфере северного полушария в январе 1963 г.

Вкратце рассмотрим один из крупнейших процессов преобразования циркуляции в январе 1963 г., сопровождавшийся резким повышением температуры в стратосфере, который был исследован многими авторами. Чтобы дать представление об интенсивности этого потепления, в табл. 27 приведены значения температуры в период 13 января — 3 февраля 1963 г. над Северной Америкой.

Количественная оценка интенсивности этого процесса, произведенная с помощью индексов циркуляции показала, что величины индекса меридиональной циркуляции возрастали последовательно: сначала в тропосфере, а затем в стратосфере. Из данных этой таблицы также следует, что усилению меридиональности и формиро-

Значения температуры воздуха 13 января — 3 февраля 1963 г.

Поверх- ность, мб	Январь										
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
10	—44	—44	—44	—44	—39	—35	—35	—20	—20	—10	—5
30	—49	—50	—49	—49	—45	—42	—40	—37	—35	—32	—30
50	—54	—54	—52	—46	—49	—45	—42	—41	—37	—39	—42

Поверх- ность, мб	Январь								Февраль		
	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3
10	—5	0	0	0	0	—10	—20	—25	—29	—35	—35
30	—29	—21	—20	—20	—19	—20	—25	—27	—27	—30	—40
50	—39	—33	—32	—30	—29	—28	—28	—28	—31	—34	—35

ванию двухцентральной стратосферной депрессии способствовали процессы, развивающиеся в тропосфере.

Как уже говорилось, эффект нисходящих движений в тропосфере и стратосфере различен, поскольку величины адиабатического изменения температуры зависят от знака и величины вертикального градиента температуры γ . Так как выше 28—30 км почти всегда существует инверсия температуры, то при нисходящих движениях воздуха адиабатическое повышение температуры здесь всегда больше, чем при тех же скоростях в нижней стратосфере, где величина γ либо положительна, либо равна нулю.

Сопоставление величин неадвективного изменения температуры, рассчитанных для периода 12—30 января, показало, что в тропосфере наибольшие неадвективные изменения температуры наблюдались в период 12—16 января, т. е. до начала потепления в стратосфере, тогда как в стратосфере они наблюдались несколько позже: на поверхности 50 мб 20 января, на поверхности 30 мб 21 января и на поверхности 10 мб 23 января (табл. 28).

В первые дни потепления положение изменилось. Скорости нисходящих движений, возрастая в нижней стратосфере (100, 50 и 30 мб), распространились на среднюю стратосферу (10 мб). В то же время в тропосфере скорости уменьшились. В последующие дни в тропосфере нисходящие движения еще более ослабли, а в стратосфере (50 мб), наоборот, усилились до 2,5 см/сек. В начале двадцатых чисел января на уровне около 30 км нисходящими движениями уже была охвачена большая территория в умеренной зоне Северной Америки, а максимальная величина их превосходила 3 см/сек.

В слое 30—10 мб температура воздуха за эти дни повысилась на 20° (от —45 до —25°). При этом область нисходящих движений воздуха постепенно распространялась вверх. 19—20 января ни-

Вертикальные движения воздуха w см/сек. и неадвективные изменения температуры $\frac{\partial T}{\partial t}$ град/сутки в центральной части очага высоких температур на изобарической поверхности 10 мб и под ним на поверхностях 30 и 50 мб

Январь 1963 г.	Координаты центра очага тепла, град.		50 мб		30 мб		10 мб	
	N	W	w	$\frac{\partial T}{\partial t}$	w	$\frac{\partial T}{\partial t}$	w	$\frac{\partial T}{\partial t}$
12	40	30	+0,1	-1	-0,1	+1	+0,1	-1
13	35	55	+0,1	-1	0,0	0	0,0	0
14	30	55	+0,2	-2	-0,1	-1	-0,1	+1
15	35	40	-0,1	+1	-0,4	+4	-0,3	+3
16	30	60	+0,2	-2	-0,2	+2	-0,1	+1
17	36	70	0,0	0	-0,2	+3	-0,2	+2
18	50	55	-1,3	+14	-0,5	+5	-0,5	+5
19	50	80	-1,2	+13	-2,4	+26	-1,2	+13
20	55	85	-1,5	+16	-2,7	+31	-3,4	+42
21	60	90	-0,9	+11	-2,9	+35	-3,9	+45
22	60	90	-1,3	+10	-2,2	+24	-3,6	+50
23	60	105	-0,5	+5	-1,6	+20	-3,6	+55
24	70	95	+0,1	-2	-2,3	+31	-2,6	+32
25	65	105	+0,1	-2	-0,9	+12	-2,6	+40
26	65	105	0,0	0	-0,9	+12	-2,1	+28
27	65	120	+0,6	-7	-0,4	+5	-1,0	+14
28	67	120	+0,2	-3	0,0	0	-0,5	+7
29	75	130	+0,4	-5	-0,3	+4	-0,6	+7
30	75	130	-0,3	+4	+0,2	-3	-0,6	+7

сходящие движения уже обнаруживались в слое 30—10 мб, а скорости их превышали 3 см/сек. Процесс потепления происходил и в последующие дни. 23 января скорость уже достигала 4,0—4,5 см/сек. при $\gamma \approx 0,6—0,7/100$ м. При такой большой величине инверсии температуры адиабатическое повышение температуры за сутки 22 января достигло почти 55° , однако в значительной мере оно компенсировалось адвекцией холода, которая превышала $40—45^\circ$ [194].

Из сопоставления табл. 27 и 28 следует, что в результате главным образом адиабатического нагревания воздуха на поверхности 10 мб температура повысилась от $-40, -44^\circ$ 16—17 января до 0° 25—28 января.

Таким образом, в результате меридиональных преобразований циркуляции в тропосфере и соответствующей деформации поля течений в стратосфере здесь создаются условия для более или менее интенсивных нисходящих движений и адиабатического повышения температуры. В слое стратосферной инверсии повышение температуры происходит более интенсивно, чем в нижней стратосфере. Поэтому наиболее значительные зимние потепления прежде всего были обнаружены на поверхности 10 мб, т. е. там, где обычно начинается инверсия температуры.

8.4. Статистические данные о связи между изменениями геопотенциала на поверхности 300 мб и вышележащими поверхностями

Одновременно с детальным исследованием влияния тропосферных процессов на преобразование полей геопотенциала и циркуляции в стратосфере автором настоящей монографии с сотрудниками была поставлена задача определения связи между двумя сферами

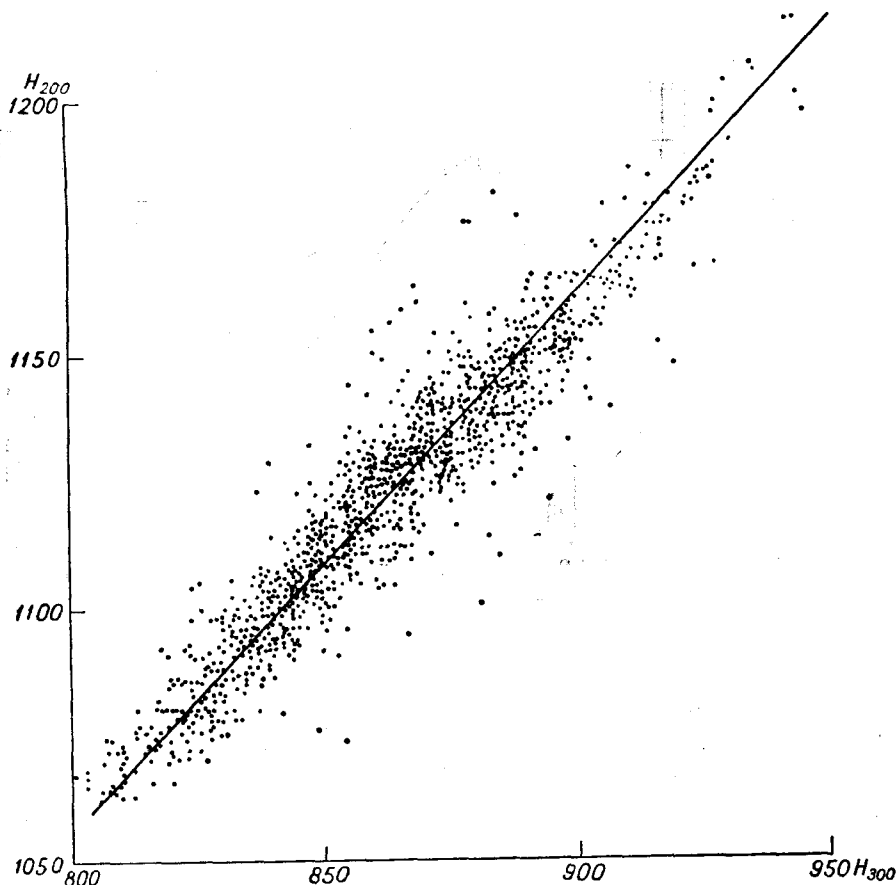


Рис. 95. Корреляционный график между величинами геопотенциала поверхностей 300 и 200 мб.

на основе статистических разработок. Целесообразно было установить связь между изменениями величины геопотенциала в тропосфере и на различных поверхностях в нижней и средней стратосфере в холодное полугодие.

В работе [142] приведены результаты прямой связи между поверхностью 300 мб, которая наиболее полно отражает изменения

структуры барического поля тропосферы, и поверхностями 200, 100, 50, 30 и 10 мб, характеризующими структуру барического поля в нижней и средней стратосфере. Ниже приведены корреляционные графики между величинами геопотенциала для поверхностей

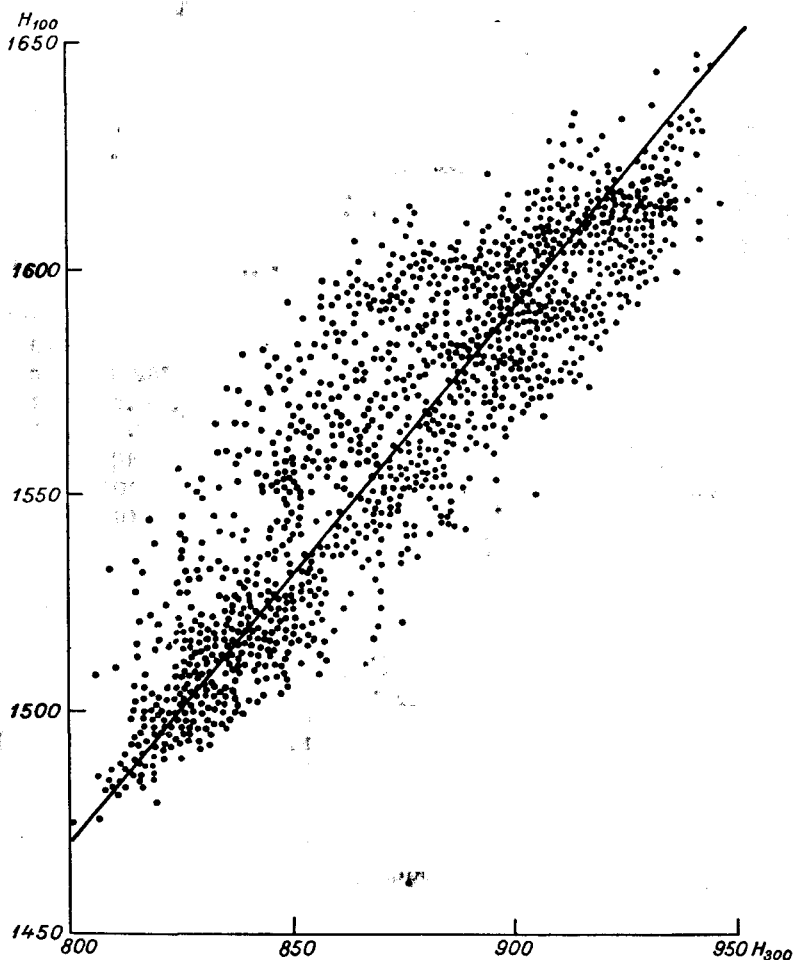


Рис. 96. Корреляционный график между величинами геопотенциала поверхностей 300 и 100 мб.

300 и 200 мб (рис. 95), 300 и 100 мб (рис. 96) и 300 и 30 мб (рис. 97), которые показывают характер этой связи. Для составления графиков выборка величин геопотенциала проводилась для различных пунктов северного полушария в холодное полугодие. Они должны были отразить все многообразие процессов в стратосфере, в частности положение центра стратосферного полярного циклона, тихоокеанского антициклона и т. п.

По каждому типу процессов отбиралось 5—6 дней. Затем для каждого дня по 43 точкам, равномерно расположенным на территории северного полушария и характеризующим изобарическую по-

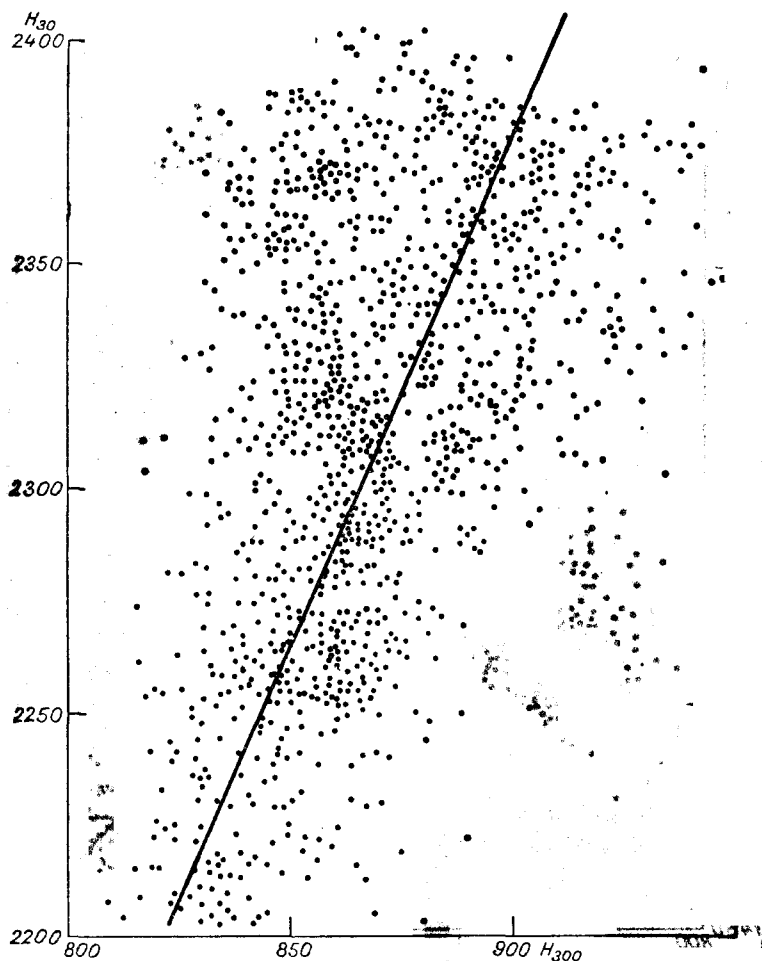


Рис. 97. Корреляционный график между величинами геопотенциала поверхности 300 и 30 мб.

верхность от 40°N до полюса, значения геопотенциала на картах AT_{300} и картах вышележащих поверхностей наносились на соответствующие графики. Всего на каждый график корреляционного поля было нанесено по 1000 точек. Эти же значения использова-

лись для вычисления коэффициентов корреляции на ЭВМ по известным формулам:

$$r_{x,y} = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y}$$

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n};$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}};$$

где r — коэффициент корреляции, σ — среднее квадратическое отклонение, x_i и y_i — значения одного элемента на разных уровнях; n — число случаев.

Для вычисления коэффициентов была использована стандартная программа, несколько видоизмененная для данной задачи. В табл. 29 приведены значения коэффициентов корреляции r и статистической ошибки σ_r между поверхностями 300 мб и 200, 100, 50, 30, 10 мб в зимнее полугодие:

Таблица 29

Поверхность, мб	200	100	50	30	10
r	0,82	0,76	0,62	0,53	0,42
σ_r	0,10	0,013	0,020	0,023	0,026

Статистические ошибки σ_r в табл. 29 вычислены по формуле

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}.$$

Полученные коэффициенты корреляции показывают, что между структурой поля геопотенциала поверхности 300 мб, отображающей характер изменения полей геопотенциала в тропосфере и стратосфере существует довольно тесная связь.

Полученные результаты были сопоставлены со средними величинами коэффициентов корреляции r , вычисленными в работе [101] для четырех сезонов года между изобарическими поверхностями 300 мб и 200, 100, 50, 30 мб. Для сравнения были выбраны восемь станций, расположенных в широтной зоне 40—80° N.

В табл. 30 приведены величины коэффициента корреляции для четырех сезонов года.

Из табл. 30 следует, что между полями геопотенциала поверхности 300 мб и поверхностями 200, 100, 50, 30 и 10 мб существует хорошая связь, которая уменьшается по мере увеличения расстоя-

Таблица 30

**Средние коэффициенты корреляции по сезонам между
изобарическими поверхностями 200, 100, 50, 30 мб
и 300 мб**

Сезон	Изобарическая поверхность, мб			
	200	100	50	30
Зима	0,94	0,72	0,47	0,39
Весна	0,95	0,79	0,62	0,52
Лето	0,90	0,73	0,56	0,34
Осень	0,97	0,85	0,72	0,62

ния между поверхностями. Однако основные черты циркуляционных особенностей тропосферы прослеживаются по крайней мере до высоты 25—30 км, а при определенных условиях и выше. При этом связь между тропосферой и стратосферой существует, как следует из данных табл. 23 и 24, во все сезоны года.

В холодное время года существенное влияние на процессы, развивающиеся в стратосфере, оказывают только крупные тропосферные преобразования, в то время как малоинтенсивные тропосферные процессы в стратосфере отражения не находят. Вследствие этого коэффициенты корреляции между поверхностями 300 и 50 мб и особенно между 300 и 30 мб не столь высоки. Что касается теплого времени года, то возникающие в высоких широтах область тепла, инверсия температуры и антициклонический вихрь препятствуют распространению тропосферной циркуляции в слой воздуха, лежащий выше 50 мб. Поэтому влияние тропосферы с высотой летом уменьшается. Структура поля давления в верхней тропосфере распространяется до изобарической поверхности 100 мб, и лишь отдельные фрагменты находят отражение на поверхностях 50 и 30 мб. Летом, как и зимой, коэффициент корреляции с высотой уменьшается (от 0,90 на поверхности 200 мб до 0,34 на поверхности 30 мб). Очевидно, выше поверхности 30 мб этот коэффициент уменьшается еще быстрее и на поверхности 10 мб приближается к нулю, поскольку летом полярный стратосферный антициклон почти не испытывает суточных изменений геопотенциала.

В переходные сезоны года коэффициенты корреляции заметно превышают зимние и летние значения. Это объясняется интенсивностью циклонической деятельности в тропосфере, а главное, прогреванием воздуха в высоких широтах, приводящим к уменьшению в стратосфере горизонтального градиента температуры, а соответственно и геопотенциала между полюсом и экватором. Поэтому крупные изменения поля геопотенциала в тропосфере непосредственно отражаются на вышележащих поверхностях, т. е. в стратосфере. Иначе говоря, в переходные сезоны макротропосферные процессы распространяются в нижнюю и среднюю стратосферу активнее, чем даже зимой.

Таким образом, коэффициенты корреляции между величинами геопотенциала на поверхности 300 мб и поверхностях 200, 100, 50, 30 и 10 мб также показывают, что влияние тропосферных процессов на вышележащие слои значительно.

Следует заметить, что уменьшение величин коэффициента корреляции между изменениями геопотенциала на поверхности 300 мб и на вышележащих поверхностях указывает на то, что влияние структуры поля H_{300} с высотой ослабевает и возрастает влияние поля температуры. Это, однако, не значит, что в стратосфере процессы развиваются независимо от тропосферных. Необходимо учесть, что стратосфера не является по структуре однообразной. В холодное полугодие в преобладающем числе дней циркумполярность полярного циклона в стратосфере условна. Центр его очень часто бывает смещен в сторону Европы — Сибири, а над Северной Америкой преобладает антициклоничность. Существенно различен и вертикальный градиент температуры. Если в Европейском и Западноазиатском секторах Арктики для нижней и особенно средней стратосферы характерна изотермия или даже слабое падение температуры с высотой, то над Америкой и севером Тихого океана очень часто величина γ отрицательная. Поэтому в случаях развития меридиональности в тропосфере выше тропопаузы аналогичные преобразования полей температуры, геопотенциала и циркуляции осуществляются не строго, а зависят от характера изменения температуры с высотой, т. е. от величины γ . Если бы даже вертикальные движения w были везде одинаковы, а они всегда различны, то в зависимости от величины γ , адиабатическое изменение температуры было бы различно. Поэтому структура поля геопотенциала с высотой постепенно подвергается изменениям, особенно на тех высотах, где наблюдается инверсия температуры. Этим, очевидно, следует объяснить изменение структуры поля изогипс на рис. 80 и 83. Однако первопричиной нарушения зональной циркуляции в стратосфере холодного полушария, как уже говорилось, является крупномасштабная меридиональная циркуляция в тропосфере. Именно в результате нарушения зонального западного переноса в холодное время года усиливается нестационарность процессов и возрастает интенсивность адвективных и адиабатических изменений температуры и происходит перестройка поля геопотенциала и атмосферной циркуляции.

Как уже говорилось выше, малые циклонические и антициклонические возмущения, часто возникающие в тропосфере, и связанные с ними небольшие ложбины и гребни на высотах обычно быстро исчезают, не оказывая существенного влияния на структуру поля давления поверхности 50 мб и вышележащих поверхностей. Главным образом в результате вертикальных движений и соответствующего распределения температуры в высотных ложбинах и гребнях последние с высотой сглаживаются и в нижней стратосфере формируется широтное поле геопотенциала и западные ветры. Крупные меридиональные преобразования в тропосфере, которые обычно локализируются и существуют длительный срок,

распространяются в стратосферу и производят аналогичную перестройку полей давления и циркуляции.

О характере изменения геопотенциала на различных поверхностях можно в какой-то мере судить по графикам изоплет. Но для этого необходимо выбрать точку (или группу точек) вблизи района резких преобразований полей геопотенциала. Изменения величины H на различных высотах должны быть хорошо отражены изоплетами. В нашем случае была выбрана точка с координатами $r = 60^\circ \text{N}$ и $\lambda = 100^\circ \text{W}$. По данным радиозондов были построены изоплеты P_0 и H на поверхностях 300, 50, 30 и 10 мб для отрезка времени с 28 декабря 1959 г. по 31 марта 1960 г. Для исключения незначительных суточных изменений H и P_0 было произведено сглаживание кривых по скользящим пятидневкам.

Как видно на графике (рис. 98) и картах AT_{30} (рис. 99 а), в конце декабря—начале января над Северной Америкой на всех уровнях было высокое давление. С 28 декабря по 6 января над Центральной Канадой в той же точке во всей тропосфере происходило падение давления, которое в стратосфере продолжалось до 9—11 января. В течение 10 суток приземное давление здесь понизилось на 13 мб, на поверхности 300 мб — более чем на 60 дам, а на поверхности 30 мб — более чем на 100 дам. В результате преобразований уже 9 января произошло раздвоение стратосферного полярного циклона и образование деформационного поля (рис. 99 б).

7—11 января в том же районе Северной Америки начался процесс антициклогенеза, который проявился в стратосфере лишь 11—12 января. Этот процесс отразился на изменении геопотенциала и во взятой точке. Вследствие новых преобразований и усиления циклоничности над Северной Америкой на всех поверхностях величина H с 17—20 по 25—27 января уменьшалась, а затем до 1—3 февраля вновь возрастала. Таким образом, в течение 37 суток непрерывные циклонические и антициклонические преобразования поля давления сопровождались почти однотипными и синхронными изменениями величины H в тропосфере и стратосфере.

В последующий период с 3 февраля по 16 марта (43 дня) согласованность однотипных и синхронных изменений поля давления в обеих сферах несколько нарушилась. Например, падение приземного давления и уменьшение величины H_{300} с 2—3 по 8—9 февраля почти не отразилось на изменении H_{50} , H_{30} и H_{10} . То же наблюдалось и в промежуток времени между 8—9 февраля и 11—13 марта. В течение этого периода в стратосфере антициклон над Северной Америкой разрушился, а в приземном слое область высокого давления, в том числе и во взятой точке, сохранялась до конца первой декады марта.

Это независимое развитие процессов в двух сферах можно объяснить тем, что в феврале и первой декаде марта в районе избранной точки в приземном слое не было не только ни одного крупного преобразования поля давления, но даже развития сколько-нибудь глубоких циклонов. На сравнительно высоком фоне

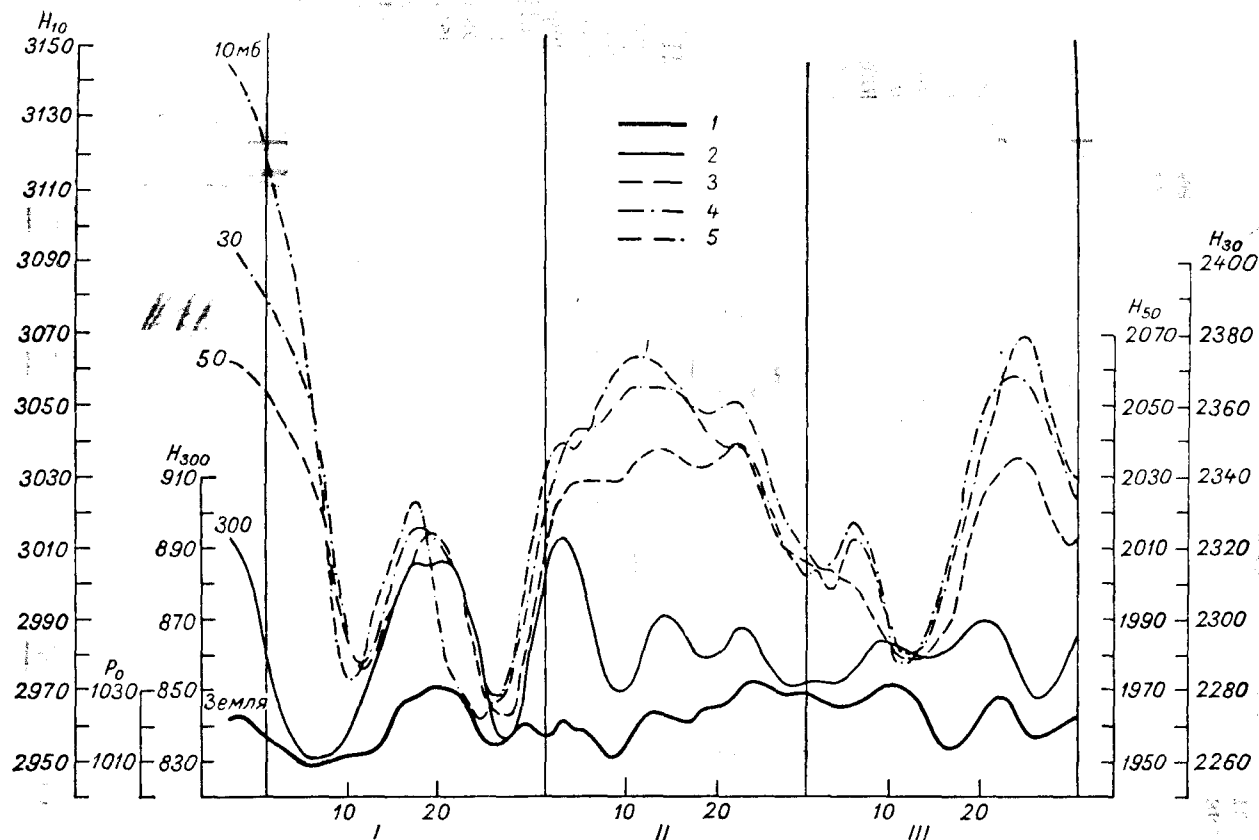


Рис. 98. Изоплеты геопотенциала на изобарических поверхностях 1000, 300, 50, 30 и 10 мб (1—5) в январе—марте 1960 г., осредненные по скользящим пятидневкам в точке с координатами 60° N и 100° W.

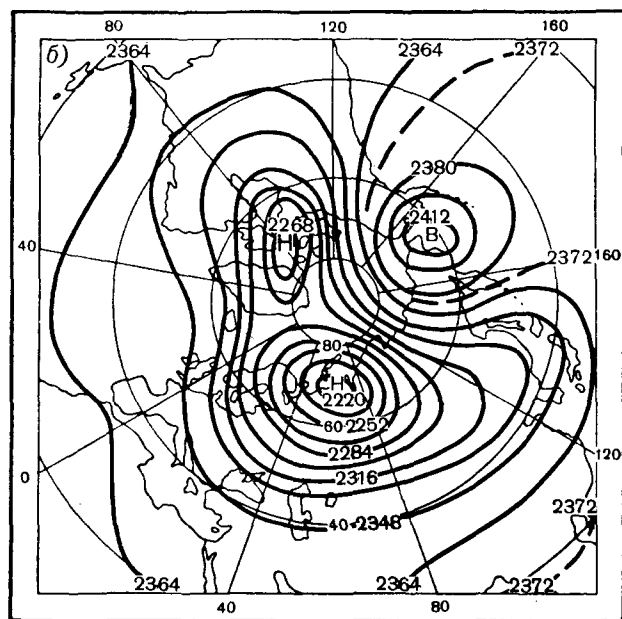
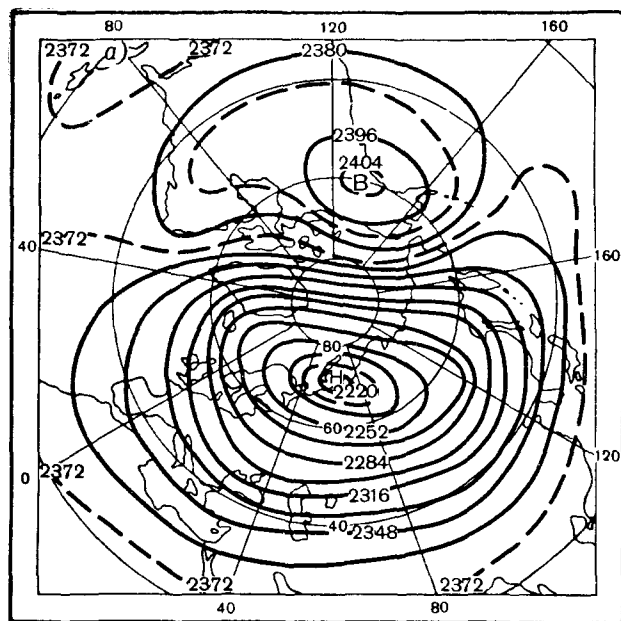


Рис. 99. Карты AT_{30} 1/I (а) и 9/I (б) 1960 г.

давления происходили лишь небольшие изменения, что видно и из приведенного здесь графика (рис. 98). Приблизительно то же происходило на поверхности 300 мб. Эти небольшие по масштабам преобразования поля давления в тропосфере почти не отразились на поле давления стратосферы. На поверхностях 50, 30 и 10 мб в целом сохранялся высокий фон давления. Лишь в отдельные промежутки времени появлялись и исчезали области низкого давления, оконтуренные одной изогипсой.

Однако это положение нарушилось в третьей декаде февраля. Нарушение было вызвано активизацией атмосферных процессов на Дальнем Востоке. В результате углубления циклонов и усиления меридиональной циркуляции на севере Тихого океана у поверхности Земли образовался антициклон и высотный гребень, направленный через Аляску в сторону полюса. Этот процесс непосредственно отразился на изменении поля давления в стратосфере, и на поверхностях 50, 30 и 10 мб в районе Аляски образовался и усилился антициклон. При этом 19—26 февраля в области возникшей дивергенции в стратосфере произошло небольшое понижение температуры и соответствующее ему падение давления. В результате небольшой перестройки поля геопотенциала над Северной Америкой вновь возникла зона конвергенции и некоторое повышение температуры в стратосфере.

Несущественные изменения поля геопотенциала в стратосфере происходили и позднее (до 22—24 марта).

Крупное циклоническое преобразование в стратосфере началось 26—28 марта, и уже 29 марта осуществилось раздвоение стратосферного циклона. Второй центр возник над Северной Америкой. На картах AT_{30} (рис. 100 а, б) хорошо видно преобразование поля H в период 20—29 марта. Этому процессу предшествовало усиление циклоничности над Северной Америкой и значительное уменьшение величины геопотенциала в тропосфере. На картах AT_{300} величина его во взятой точке с 20 по 28 марта уменьшилась почти на 40 дам, а на AT_{30} — на 60 дам. Аналогичные изменения геопотенциала отразились и на графике, построенном по скользящим пятидневкам. Таким образом, анализ изменений геопотенциала с 28 декабря 1959 г. по 31 марта 1960 г. еще раз показал, какое большое влияние имеют тропосферные процессы на изменение структуры поля геопотенциала и циркуляцию в стратосфере.

Можно привести много примеров почти синхронного изменения геопотенциала на разных поверхностях в тропосфере и стратосфере в период крупных меридиональных преобразований циркуляции. Остановимся на одном из них, наблюдавшемся в период 13 ноября — 29 декабря 1965 г. в западном полушарии. Для этого случая также были построены изоплеты H у поверхности земли и на поверхностях 300, 100 и 30 мб, осредненные по скользящим пятидневкам.

В результате усиления циклоничности в тропосфере в первой декаде ноября произошло раздвоение стратосферного полярного циклона и в избранной характерной точке ($60^\circ N$, $100^\circ W$)

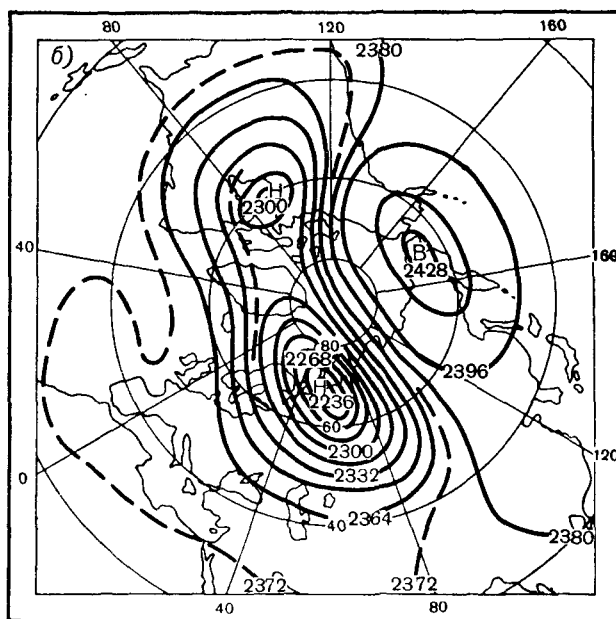
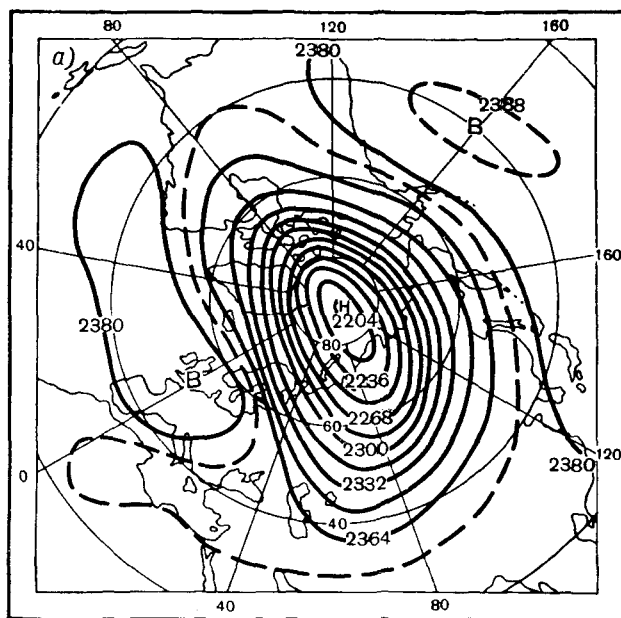


Рис. 100. Карты AT_{30} 20/I (а) и 29/I (б) 1960 г.

величина геопотенциала была низкая. Двухцентровый полярный циклон просуществовал до середины третьей декады ноября, когда над Северной Америкой начался антициклогенез и повышение величины H в тропосфере (300 мб) и стратосфере (100 и 30 мб). Изменения H в период ноябрь—декабрь 1965 г. через каждые четверо суток приведены в табл. 31. Как следует из таблицы, повышение изобарических поверхностей во взятой точке оказалось неодинаковым по величине. Однако оно происходило в основном однозначно, за исключением приземного давления, изменение которого в отдельных случаях не совпало по знаку.

Таблица 31

Изменение H у поверхности земли и на поверхностях 300, 100 и 30 мб по скользящим пятидневкам с 14 ноября по 28 декабря 1965 г. на севере Америки в точке 60° N , 100° W

Изобарическая поверхность, мб	Ноябрь									Декабрь		
	14		18		22		26		30		4	
	<i>H</i>	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	
30	2295	2315	+20	2309	—6	2318	+9	2346	+28	2368	+22	
100	1561	1576	+15	1567	—9	1569	+2	1583	+14	1593	+10	
300	857	871	+14	870	—1	873	+3	880	+7	874	—6	
Земля	1017	1015	—2	1013	—2	1025	+12	1014	—11	1009	—5	

Изобарическая поверхность, мб	Декабрь											
	8		12		16		20		24		28	
	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH	<i>H</i>	ΔH
30	2384	+16	2399	+15	2391	—8	2384	—7	2373	—11	2313	—60
100	1597	+4	1601	+4	1590	—11	1588	—2	1586	—2	1556	—30
300	876	+2	884	+8	870	—14	867	—3	869	+2	857	—8
Земля	1017	+6	1020	+3	1011	—9	1003	—8	1019	+16	1019	0

Образовавшийся в третьей декаде ноября стратосферный антициклон просуществовал весь декабрь. Тропосферные антициклоны были столь интенсивными, что хорошо отразились на среднем месячном поле геопотенциала в тропосфере и особенно в стратосфере. Так, например, судя по средним месячным картам, над Северной Америкой наблюдалась небольшая положительная аномалия приземного давления и температуры; на AT_{500} над большей частью территории Северной Америки положительное отклонение геопотенциала от нормы составляло +6 дам, а температуры +2°.

В стратосфере величины отклонения температуры и геопотенциала были еще больше. Уже на поверхностях 200 и 100 мб наблюдалась замкнутая область повышенных значений температуры

воздуха, а на поверхностях 50 и 30 мб — безградиентные поля температуры и геопотенциала.

В заключение следует отметить, что после обнаружения явления зимнего потепления в стратосфере в 1952 г. [252] прошло уже 20 лет. За эти годы исследовано много случаев повышения температуры. Можно сказать, что первоначальное определение потепления, как «взрывное» оказалось не совсем удачным, так как крупные и даже средние по величине потепления зимой создаются в течение ряда дней предшествовавшими процессами в тропосфере и стратосфере. Статистические данные также показывают, что потепления различной интенсивности — явление довольно частое. Карты повторяемости потеплений в холодное полугодие (октябрь—март) убеждают в том, что территориальное распределение потеплений, как и их интенсивность, связана с зонами наибольших градиентов температуры, давления и скоростей ветра в стратосфере. Различные очаги тепла с отклонением, равным 10° и более от средней широтной, ежегодно возникают несколько десятков раз. Однако не во всех случаях создаются соответствующие условия для их развития, а развиваются они лишь в случаях крупных меридиональных преобразований циркуляции в тропосфере и стратосфере.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ В АРКТИКЕ И АНТАРКТИКЕ

9.1. Поле температуры и ветра в Арктике и Антарктике зимой

Отличительные особенности атмосферных процессов и режима температуры и ветра в высоких широтах севера и юга исследованы в ряде работ [39 и др.]. Было установлено, что величины средних месячных температур на различных высотах в Антарктике заметно ниже, чем в Арктике. Средние значения температуры в Центральной Антарктике и Арктике, по данным наблюдений СП-4, СП-7 и Амундсен-Скотт, приведены в табл. 32. Не трудно видеть, что наибольшие разности температуры приходится на высоту около 3000 м, т. е. на поверхности ледяного плато. Но даже при очень низких температурах у поверхности льда (-80°C и ниже) на высоте 500—1000 м выше плато зимой наблюдается почти постоянная температура около -45°C , которая ниже, чем на соответствующих высотах в Арктике, на $6-12^{\circ}$. Выше тропопаузы разности температур не уменьшаются, а вновь возрастают, что характерно для всех сезонов года. Данные, приводимые в табл. 33, показывают, что на поверхности 300 мб во все месяцы года в Антарктике средние месячные температуры заметно ниже, чем в Арктике.

Несколько иначе в стратосфере. Здесь зимой холоднее, чем в Арктике (табл. 34). Однако в мае и летние месяцы в стратосфере Антарктиды температура даже немного выше, чем в Центральной Арктике. Это также, по-видимому, можно объяснить сравнительно активным междуширотным обменом на поверхности 30 мб в месяцы, когда еще не полностью установился восточный перенос. В августе разности температуры приближаются к нулю и осенью вновь в Антарктике становится холоднее.

В чем причина этих различий? Казалось, что в целом при одних и тех же условиях лучистого теплообмена на крайнем севере и юге Земли температурный режим в центральных районах высоких широт должен быть одинаковым. Однако различие существует и притом существенное в течение всего года. В главе третьей (см. табл. 3) были приведены величины разности между приземной температурой в различных широтах земного шара, рассчитанной для условий лучистого теплообмена, и фактической температурой. Эти разности обусловлены главным образом макротурбулентным обменом, характерным для тропосферы и стратосферы Земли. Очевидно, разность температур в Арктике и Антарктике также можно

Таблица 32

Средние величины температуры и разности их между Центральной Антарктикой и Центральной Арктикой зимой и летом

Метеорологическая станция	Изобарическая поверхность, мб												
	1000	900	850	800	700	650	600	500	400	300	200	100	50
Январь													
СП-4, СП-7	-28,5	-22,6	-21,4	-22,2	-24,9	-27,6	-30,8	-38,3	-47,7	-58,2	-64,0	-68,2	—
Амундсен-Скотт	—	—	—	—	—	-46,2	-43,7	-44,7	-54,2	-65,6	-74,4	-80,5	—
Разность	—	—	—	—	—	18,6	12,9	5,7	6,5	7,4	10,4	12,3	—
Июль													
СП-4, СП-7	—	-0,2	-1,2	-2,6	-6,8	-9,7	-13,1	-21,0	-31,5	-42,5	-39,2	-36,8	—
Амундсен-Скотт	—	—	—	—	—	-26,0	-28,8	-35,2	-43,6	-50,7	-43,6	-37,8	-35,9
Разность	—	—	—	—	—	-16,3	15,7	14,2	12,1	8,2	4,4	1,0	—

Таблица 33

Среднеширотные температуры на поверхности 300 мб в северном и южном полушариях на различных широтах

Полушарие	Широ- та, град.	Месяцы северного (южного) полушария											
		I (VII)	II (VIII)	III (IX)	IV (X)	V (XI)	VI (XII)	VII (I)	VIII (II)	IX (III)	X (IV)	XI (V)	XII (VI)
Северное . . .	80	-58,4	-57,3	-56,0	-53,1	-49,9	-47,7	-45,3	-46,9	-50,9	-54,0	-56,7	-58,2
Южное	80	-66,5	-64,7	-64,4	-61,9	-58,6	-53,6	-53,2	-52,9	-54,9	-57,7	-61,6	-63,2
Разность . . .		-8,1	7,4	8,4	8,8	8,7	5,9	7,9	6,0	3,8	3,7	4,9	5,0
Северное . . .	75	-57,2	-56,4	-55,4	-52,6	-49,5	-46,6	-44,9	-46,3	-50,0	-53,2	-55,6	-57,4
Южное	75	-62,5	-62,9	-62,4	-60,2	-57,6	-53,6	-51,8	-52,2	-53,3	-56,8	-59,8	-61,5
Разность . . .		5,3	6,5	7,0	7,6	8,1	7,0	6,9	5,9	3,3	3,6	4,2	4,1
Северное . . .	65	55,3	55,1	54,1	51,9	48,8	45,4	43,2	44,5	47,6	51,1	53,8	55,1
Южное	65	-58,3	-58,3	-57,8	-56,3	-54,1	-51,3	-49,1	-49,1	-50,2	-52,6	-55,9	-56,7
Разность . . .		5,0	3,3	3,7	4,4	5,3	5,9	5,9	4,6	2,6	1,5	2,1	1,6

Среднеширотные температуры на поверхности 30 мб в северном и южном полушариях и их разности на различных широтах

Полушарие	Широта, град.	Месяцы северного (южного) полушария											
		I (VII)	II (VIII)	III (IX)	IV (X)	V (XI)	VI (XII)	VII (I)	VIII (II)	IX (III)	X (IV)	XI (V)	XII (VI)
Северное . . .	90	—72,0	—68,7	—58,0	—47,6	—40,5	—39,5	—39,5	—41,5	—48,5	—60,5	—67,4	—72,0
Южное	90	—90,7	—90,2	—77,7	—59,5	—34,7	—32,5	—38,4	—40,3	—49,8	—66,0	—78,9	—85,6
Разность . . .		18,3	20,8	19,7	11,9	—5,8	—7,0	—1,1	—1,2	1,3	5,5	11,5	13,6
Северное . . .	80	—70,1	—66,8	—58,4	—48,0	—42,1	—39,8	—39,8	—41,9	—47,0	—59,7	—65,9	—70,6
Южное	80	—87,9	—87,4	—78,7	—58,7	—35,1	—34,1	—36,2	—40,9	—50,1	—64,9	—76,9	—84,3
Разность . . .		17,8	20,6	20,3	10,7	—7,0	—5,7	—3,6	—1,0	3,1	5,2	11,0	5,7
Северное . . .	75	—67,5	—64,9	—57,3	—49,0	—43,8	—40,6	—40,9	—43,2	—49,4	—58,4	—63,8	—68,5
Южное	75	—79,8	—79,1	—70,5	—47,8	—33,8	—35,4	—37,9	—42,8	—48,5	—58,8	—69,5	—76,3
Разность . . .		12,3	14,2	13,2	1,2	—10,0	—5,2	—3,0	—0,4	—0,9	0,4	5,7	7,8
Северное . . .	65	—61,4	—60,0	—54,8	—51,0	—47,4	—44,0	—44,1	—45,9	—50,5	—56,1	—60,2	—62,6
Южное	65	—76,6	—73,8	—63,8	—50,8	—37,8	—37,8	—37,8	—41,8	—48,5	—56,6	—64,3	—74,8
Разность . . .		15,2	13,8	9,0	—0,2	—9,6	—6,2	—6,3	—4,1	—2,0	0,5	4,1	11,8

объяснить различием интенсивности макротурбулентного обмена в обоих полушариях.

В высоких широтах южного полушария макротурбулентный обмен не достигает той интенсивности, которая характерна для высоких широт северного полушария.

Все главные факторы, оказывающие влияние на общую циркуляцию атмосферы в обоих полушариях, действуют приблизительно одинаково, за исключением подстилающей поверхности. Последняя существенно различна на севере и юге. Как известно, материки и океаны в северном полушарии оказывают большое влияние на сезонную структуру высотного барического поля. Этим обусловлены большие горизонтальные контрасты температуры зимой вблизи восточных берегов материков, частое возникновение здесь меридиональной циркуляции, простирающейся от широт $30-40^{\circ}\text{S}$ до района полюса, проникновение циклонов в Центральную Арктику и др. Иначе говоря, материки и океаны в северном полушарии способствуют активному макротурбулентному обмену между низкими и высокими широтами.

Во второй главе было показано, насколько значительно влияние подстилающей поверхности на структуру высотного барического поля, а следовательно и на циркуляцию. Из этих исследований следует, что материки и океаны создают условия для интенсивного междуширотного воздухообмена во внетропических широтах северного полушария. Наоборот, однородная, почти сплошь океаническая поверхность умеренных широт южного полушария не способствует формированию мощных меридиональных преобразований циркуляции.

Следует отметить, что здесь речь идет не о малой интенсивности процессов в южном полушарии, а о степени охвата макротурбулентным обменом высоких широт. Известно, что циклоническая деятельность в южном полушарии нередко происходит очень интенсивно, что подтверждают большие глубины циклонов и скорости их движения. Так, в Европе средние скорости циклонов составляют около 30 км/час , а в южном полушарии они равны $42-44\text{ км/час}$. Естественно, что в системе этих быстро движущихся циклонов происходит интенсивный междуширотный воздухообмен. Но так как сами циклоны при движении с севера на юг обычно пересекают меньшее число параллелей, то междуширотный перенос в южном полушарии ограничивается сравнительно малыми расстояниями вдоль меридианов. Это не может не сказаться и на интенсивности междуширотного обмена в высоких широтах. Поэтому над Арктикой он происходит в больших масштабах и чаще, чем над Антарктикой. При этом наиболее интенсивно этот обмен происходит в районе Восточной Азии — севера Тихого океана (см. рис. 36). Здесь в области адвекции холода и адвекции тепла меридиональная составляющая достигает самых больших на земном шаре средних скоростей (12 м/сек.). Вторая менее мощная пара областей располагается над Северной Америкой и севером Атлантики.

Иное положение в южном полушарии зимой (см. рис. 37). Здесь можно обнаружить четыре пары областей меридиональных составляющих результирующего вектора скорости ветра почти с одинаковыми максимальными скоростями, не превышающими 6 м/сек. Эти карты наглядно показывают существенное различие в междуширотном обмене в северном и южном полушариях зимой.

В северном полушарии такие области локализованы у восточных районов материков и западных районов океанов, а в южном полушарии они нигде не локализуются. В результате в высоких широтах северного полушария происходит интенсивный междуширотный воздухообмен, а в южном полушарии такой воздухообмен протекает в общем намного слабее, что следует из карт повторяемости циклонов.

Вычисления показывают, что в южном полушарии индекс зональной циркуляции в 1,5—2 раза больше индекса меридиональной циркуляции. Он также больше индексов северного полушария [16, 48]. Однако индексы меридиональной циркуляции I_m , рассчитанные по ежедневным высотным картам погоды, могут быть велики и действительно они показывают, что циркуляция воздуха в южном полушарии, особенно в его умеренной зоне, протекает довольно интенсивно. Об этом свидетельствуют часто повторяющиеся здесь глубокие циклоны. Но они почти все без исключения затухают на периферии Антарктиды, т. е. в широтной зоне 60—70°.

Циклоны в южном полушарии не могут продвигаться через Антарктиду, как это происходит в Центральной Арктике. Антарктида со средней высотой 2—4 км является серьезным препятствием на пути циклонов. При приближении к Антарктиде циклоны как атмосферные вихри деформируются у берегов Антарктиды и обычно заполняются, а воздушные потоки, связанные с ними, свободно протекают над ней. Встреча движущихся с севера теплых и влажных масс воздуха с высоким ледяным массивом сопровождается образованием слоистой облачности, туманов и выпадением осадков в виде снега, являющегося источником пополнения убывающих запасов льда. В центральные районы Антарктиды могут проникать лишь деформированные фронты, связанные с интенсивно развитыми циклонами, перемещающимися с севера на периферию этого материка. Небольшое количество осадков, выпадающее в Центральной Антарктиде, связано с этими фронтами, а не проникающими сюда циклонами.

Непреодолимые препятствия для свободного доступа циклонов в центральную часть Антарктиды указывают на малую вероятность проникновения сюда сравнительно теплого воздуха из умеренной зоны. Поэтому температура над Антарктидой отличается более низкими значениями, чем над Арктикой. Этим же объясняются существующие сезонные разности температуры между одноименными широтами северного и южного полушарий.

При малой освещенности метеоданными внутренних районов Антарктиды трудно проследить движение барических образований. Но не трудно представить, что они не могут перемещаться

через высокий материк так же свободно, как в Арктике. Какие же барические образования могут пересечь Антарктиду? Молодые барические образования с концентрической системой изобар, имея малую вертикальную протяженность при встрече с Антарктидой деформируются. Выше ледяного щита остается высотная фронтальная зона с соответствующей системой воздушных течений; высокие холодные циклоны и теплые антициклоны, являясь малоподвижными, также не могут пересекать южный материк. Поэтому не случайно на картах повторяемости циклонов последние обнаруживаются преимущественно вокруг Антарктиды. Что циклоны редко проникают в глубинные районы материка подтверждается и малыми колебаниями температуры и скоростей ветра на высотах на внутриконтинентальных станциях и незначительными годовыми суммами осадков, не превышающими 20—40 мм в Центральной Антарктиде.

Интересен и режим ветра в полярных областях обоих полушарий. Зимой вдоль южного полярного круга так же, как и в северном полушарии, происходит возрастание скорости ветра с высотой. Данные наблюдений показывают, что скорости ветра возрастая с высотой, в слое 25—30 км превышают 200 км/час. В частности, на ст. Мирный средние скорости западного ветра уже на высотах 17—18 км составляют 150 км/час [90].

Скорости ветра в тропосфере в центральных районах Антарктиды уменьшаются. Так, например, в районе южного полюса, по данным наблюдений на станциях Амундсен-Скотт и Берд, в июле скорости ветра более 60—80 км/час выше тропопаузы наблюдаются довольно редко. Иначе говоря, в центральных районах Антарктиды даже зимой ветры преимущественно слабые, что указывает на малоинтенсивный воздухообмен с умеренной зоной и, следовательно, сравнительно слабую адвекцию тепла в районе полюса. Вместе с тем направления ветра и здесь различны (ст. Амундсен-Скотт). Различные направления ветра наблюдаются и на ст. Берд, Мирный и др. Изменчивость ветра на антарктических станциях (на высотах) показывает, что циркуляция воздуха здесь безусловно связана с макроциркуляционными процессами всего южного полушария. Небольшие же колебания температуры и скорости ветра в Центральной Антарктике также указывают на то, что здесь междуширотный воздухообмен происходит менее интенсивно, чем в Арктике.

Об антарктическом антициклоне. При большом разнообразии направления ветра на высотах в Мирном все же в нижних 1,5—2,0 км преобладают восточные ветры, а в верхней тропосфере и нижней стратосфере — западные. Подобное распределение преобладающего направления ветра на поверхностях 850 и 700 мб позволяет заметить, что антициклоническая циркуляция на периферии Антарктиды ограничивается лишь нижними 2—3 км, выше которой зимой преобладает циклоническая система циркуляции. На это указывают и карты средней барической топографии поверхности 500 мб и вышележащих поверхностей.

Однако при общем преобладании западного направления на высотах все же ветер может быть любых направлений.

В конце 30-х годов XIX в. исследователями Арктики было отвергнуто предположение о существовании так называемого стационарного арктического антициклона. Теперь уже никто не сомневался, что в Арктике почти равновероятны как циклоны, так и антициклоны.

Что касается Антарктиды, то здесь условия формирования атмосферных вихрей более сложные, однако высокий ледяной щит создает определенные трудности в изучении этого вопроса.

Так как глубокие циклоны часты в прибрежной части Антарктиды, то, естественно, что горизонтальный градиент давления бывает направлен из центральных ее районов в сторону океанов. На это указывает преобладание восточного направления ветра в нижней тропосфере в прибрежной зоне, в частности в Мирном. Поскольку над Центральной Антарктидой расположена область холода и градиент температуры направлен от периферии к центру материка, то вследствие этого область повышенного давления над Центральной Антарктидой в нижней тропосфере с высотой постепенно ослабевает и уже в средней тропосфере превращается в высотную холодную депрессию.

Таким образом, антициклоническая система циркуляции характерна для периферии Антарктиды, которая подвержена сильным преобразованиям в зависимости от характера циркуляции над южным полушарием. Поэтому представление о существовании над Антарктидой какого-то постоянного антициклона построено на недоразумении.

Над Антарктидой циркуляция атмосферы изменчива, потому что взаимосвязана с циркуляцией, осуществляющейся вне высоких широт южного полушария. Однако характер распределения скоростей ветра над околополюсными районами северного и южного полушарий указывает на то, что на севере более часто наблюдаются относительно интенсивные высотные фронтальные зоны, возникающие в результате междуширотного воздухообмена. В Центральной Антарктиде эти процессы развиты слабее.

Различие в распределении средней, максимальной и минимальной температуры, скоростей ветра на высотах и циркуляции атмосферы над Арктикой и Антарктикой определяется, как говорилось выше, физико-географическими условиями их. Граница плавучих и паковых льдов по отношению к полюсу расположена более или менее асимметрично. Северный полюс находится вблизи открытой части северной Атлантики и Баренцева моря, в 1000 км от средней границы плавучих льдов у о. Шпицберген. Здесь часто повторяются циклоны, которые перемещаются в северо-восточном направлении, а нередко и через район полюса. При их прохождении сюда выносятся теплые массы воздуха со стороны Атлантики. Именно поэтому в этих районах часто отмечаются резкие колебания температуры. Циклоны проникают в Арктику и со стороны Тихого океана.

Иное положение отмечается в Антарктиде. Здесь средняя граница плавучих льдов к северу от полюса зимой простирается почти по окружности радиусом в среднем более 2000 км летом и до 3000 км зимой. Такое различие в распределении льдов вокруг северного и южного полюсов, оказывает различное действие на охлаждение воздуха, движущегося со стороны средних широт. В Антарктике должно произойти более значительное понижение температуры, чем в Арктике. Малые масштабы междуширотного обмена в южном полушарии, симметричное расположение зоны льдов и постоянное охлаждение воздушных масс, проникающих из средних широт, должно обусловить возникновение над Антарктидой холодной депрессии с соответствующей системой циркуляции, наподобие арктической депрессии, но с меньшими скоростями ветра в районе полюса.

Очевидно, и над центральной Антарктидой в отдельные периоды времени наблюдаются большие скорости ветра. Они появляются преимущественно при усилении междуширотного воздухообмена в средних и высоких широтах. Однако вследствие иных тепловых условий подстилающей поверхности эти процессы развиваются слабее, чем аналогичные процессы в Арктике. Правда, иногда и в Антарктике усиливается циклоническая деятельность, которая сопровождается усилением адвекции тепла даже во внутренние районы Антарктиды. Но и в этом случае, как увидим ниже, меридиональная циркуляция ограничивается главным образом тропосферой. Выше 20 км поле геопотенциала и в этих случаях остается не возмущенным.

9.2. Характерные черты атмосферной циркуляции в Антарктике летом

Температура на высотах над обоими полюсами летом отлична от зимы. В тропосфере, как и зимой, в районе южного полюса температура значительно ниже, чем в районе северного полюса, а в стратосфере почти одинакова. Лишь в мае и летние месяцы в Антарктике она немного выше (см. табл. 33 и 34).

Летом, когда междуширотный воздухообмен ослабевает, над всем северным полушарием и особенно в Арктике температура воздуха в стратосфере определяется главным образом радиационными условиями. Поэтому величины температуры в стратосфере в районе северного и южного полюсов очень близки. В отдельных случаях, особенно в тропосфере над центральной Антарктикой, очевидно, происходят сравнительно резкие колебания температуры. Однако они имеют место на более низком фоне температуры и при меньших разностях величин, чем в Арктике.

Инверсионный тип тропопаузы одинаково характерен для северного и южного полюсов в теплое полугодие. Высота тропопаузы в обеих частях земли равна в среднем 9 км. Зимой тропопаузу можно определить по изменению вертикального градиента температуры с высотой. Однако нередко высоту тропопаузы установить

трудно. Зимой часто тропопауза находится на высотах между поверхностями 300 и 200 мб.

Скорости ветра летом выше тропопаузы быстро уменьшаются и на поверхности 50 мб приближаются к штилевым. Так, например, по данным ст. Амундсен-Скотт, наибольшие скорости ветра наблюдаются вблизи уровня 300 мб, а на уровне 100 и 50 мб они, как правило, не превышают 10—20 км/час при самых различных направлениях. Такой же режим ветра на станциях Восток и Берд, расположенных вблизи 80° S. Аналогичен режим ветра на высотах летом и над северным полюсом, с тем лишь различием, что на высотах 16—18 км здесь западные ветры уже переходят на восточные и на 20—22 км они являются доминирующими.

Переход ветра в стратосфере на восточное направление в Антарктике происходит несколько сложнее. Если в Арктике такой переход повсеместно осуществляется в слое 16—18 км, то в Антарктиде он начинается с атлантического сектора, где восточное направление устанавливается уже на высотах 20—21 км, а в австралийско-новозеландском секторе — на высотах 21—22 км [91]. Объясняется это, по-видимому, тем, что поздней весной и в начале лета воздух над Антарктидой бывает достаточно прогрет, изобарические поверхности в нижней стратосфере поднимаются, градиенты уменьшаются. При меридиональной циркуляции, которая чаще всего наблюдается в районе Австралии, гребни высокого давления достигают Антарктиды. Их влияние обычно ограничивается высотами 20—22 км, выше устанавливается восточный перенос. Таким образом, в Антарктике переход западного ветра на восточное направление повсеместно происходит в слое 20—22 км.

Следует отметить, что в районе Австралии и Новой Зеландии атмосферные процессы развиваются наиболее интенсивно. Для этого здесь имеются необходимые условия: холодильник и нагреватель находятся на наиболее близком расстоянии, и контрасты температуры между ними создают самые большие в южном полушарии. Возникающие в этом районе циклоны развиваются интенсивнее и чаще, чем в остальных районах полушария [54]. В результате меридиональных преобразований поля геопотенциала

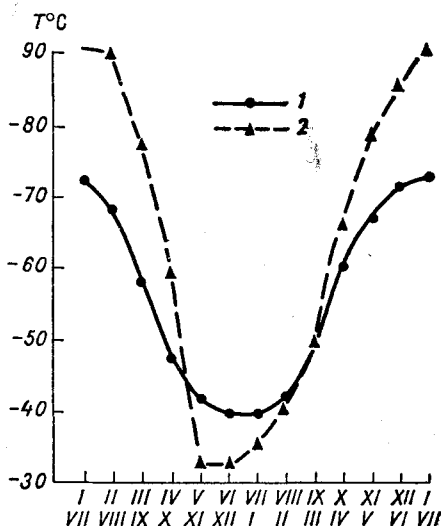


Рис. 101. Годовой ход температуры воздуха в стратосфере в районе Северного (1) и Южного (2) полюсов на поверхности 30 мб.

в связи с развитием циклонов гребень высокого давления в тропосфере достигает внутренней Антарктиды. Гребень часто возникает и зимой. Однако при очень низких значениях геопотенциала над Центральной Антарктидой, выше 20—23 км устанавливается зональная западная циркуляция.

Различие в степени междуширотного обмена масс воздуха в полярных районах обоих полушарий хорошо отражена и на графиках годового хода средней месячной температуры (рис. 101). На этих

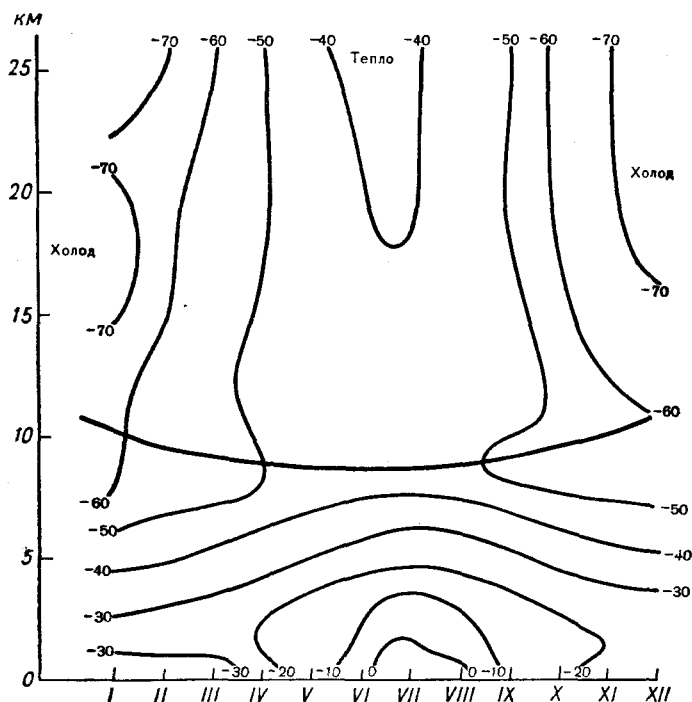


Рис. 102. Годовой ход температуры по данным радиозондовых подъемов в Алерте в 1963 г.

графиках, составленных по данным радиозондовых подъемов на станциях СП вблизи северного полюса за 6 лет (1957—1963) и ст. Амундсен-Скотт за 9 лет (1957—1968) на поверхности 30 мб, интересны следующие детали. В Арктике повышение температуры от зимы к лету происходит сравнительно медленно. От февраля до мая средняя месячная температура повышается здесь на 27°, а в Антарктике за соответствующие им месяцы август—ноябрь — на 58°. Учитывая, что радиационные условия приблизительно одинаковы, это различие в ходе прогревания воздуха в стратосфере в центре Арктики и Антарктики можно объяснить лишь тем, что в Арктике происходит активное междуширотное перемешивание воздуха, а в Антарктике это выражается слабее.

Интересно также отметить, что в ноябре и декабре воздух на юге прогревается больше, чем в соответствующие месяцы (май—июль) на севере. В течение этих месяцев в стратосфере северного полушария еще происходит более или менее интенсивный воздухообмен между умеренной зоной и Арктикой, а в стратосфере южного полушария этого обмена не отмечалось зимой и он слабо был

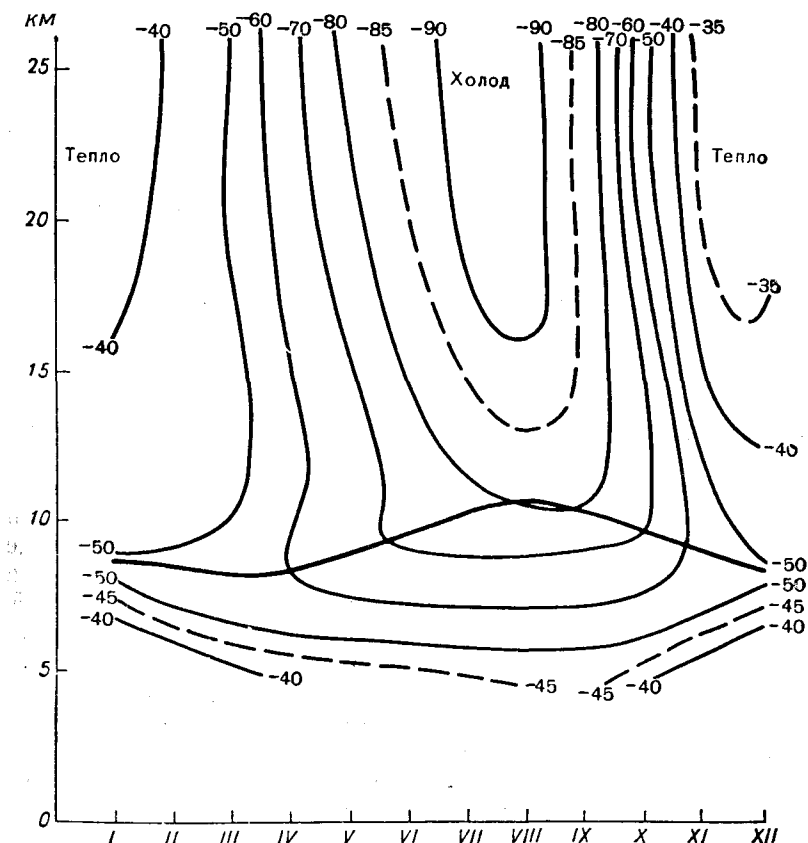


Рис. 103. Годовой ход температуры по данным радиозондовых подъемов на ст. Амундсен-Скотт в 1968 г.

выражен весной. То же видно и на графиках годового хода средней месячной температуры в центре Арктики и Антарктики (рис. 102 и 103).

В Арктике (рис. 102) межсезонные различия температуры не столь большие, как в Антарктике, и они существуют как в тропосфере, так и в стратосфере. В стратосфере Антарктики они превышают 55° (рис. 103). Из рис. 103 следует, что прогревание воздуха в южной полярной области весной происходит быстрее, чем охлаждение его осенью. В Арктике различие мало заметно. Здесь

наблюдается тенденция более быстрого понижения температуры осенью в сравнении с ее повышением весной. Это можно объяснить малой интенсивностью междуширотного воздухообмена в осенний период. Возможно, что и в Арктике весной прогревание воздуха происходило бы быстрее, если бы не интенсивность междуширотного обмена.

Весной общее количество озона заметно больше, чем осенью и, следовательно, нагревание воздуха должно протекать быстрее, чем охлаждение его осенью, когда количество озона в стратосфере минимально. Этот на первый взгляд парадоксальный вывод о том, что междуширотный обмен способствует понижению температуры в стратосфере, можно объяснить температурой воздуха более высокой в апреле и особенно в мае в стратосфере Арктики, чем в средних широтах. При таком распределении температуры в Арктике и умеренной зоне междуширотный обмен способствует понижению, а не повышению ее в Арктике, как это происходит в зимние месяцы в стратосфере и во все сезоны в тропосфере.

9.3. О зимних стратосферных потеплениях в Центральной Антарктиде

Радиозондовыми и ракетными наблюдениями за последние 12—15 лет не было зарегистрировано ни одного из сколько-нибудь значительных потеплений в стратосфере высоких широт южного полушария, столь характерных для северного полушария. Опубликовано лишь несколько статей, в которых говорится об отдельных случаях повышения температуры в стратосфере Антарктики. Одни авторы, опираясь на данные радиозондовых наблюдений на ст. Мирный [183], указывают на случаи повышения температуры до -27° , -37° в средней стратосфере. Другие на основе ракетных данных на ст. Мак-Мердо [210] приводят пример так называемого взрывного потепления в начале весны в стратосфере.

В результате тщательного анализа построенных карт барической топографии высоких поверхностей (100, 50 и 30 мб), Н. И. Лисогурский показал, что с начала радиозондирования в Антарктике, т. е. с 1957 г. до настоящего времени, в Центральной Антарктиде не было зарегистрировано ни одного случая зимнего потепления. Речь идет о повышении температуры в стратосфере, которые можно было сравнить со средними по интенсивности потеплениями в северном полушарии зимой. Стратосферные потепления зимой в Антарктике мало интенсивны и иногда наблюдаются в периферийных ее районах, а не в центральных. Автор также пришел к убеждению, что тропосферные процессы оказывают значительное влияние на перестройку поля геопотенциала и циркуляцию воздуха в стратосфере Арктики и что преобразование циркуляции в стратосфере осуществляется лишь при локализованной крупномасштабной циркуляции в тропосфере. Так как физико-географические условия южного полушария не способствуют локализации макротурбулентных процессов, в Центральной Антарктиде зимой не мо-

гут возникать и деформационные поля — сильные потепления, подобно тем, которые почти ежегодно наблюдаются зимой в стратосфере северного полушария.

В умеренной зоне южного полушария зимой, по-видимому, могут возникать условия для средних по интенсивности повышений температуры в стратосфере. Но и такие случаи еще не обнаружены. Причину последнего можно искать в редкой сети станций радиозондирования в южном полушарии. Однако, очевидно, не это главное. Если даже освещенность южного полушария и будет удовлетворительной, то и в этом случае вряд ли будут обнаружены частые и значительные потепления зимой в стратосфере.

Чтобы преобразование циркуляции вплоть до возникновения деформационных полей распространилось в среднюю и верхнюю стратосферу, необходима продолжительная локализация интенсивных меридиональных процессов в тропосфере. По этой же причине в центральных районах Антарктиды зимой не образуются значительные потепления. При отсутствии локализации процессов, да притом продолжительной, меридиональная циркуляция не успевает распространиться в более верхние слои, и возникающие в тропосфере высотные гребни и ложбины, ослабевая с высотой, обычно исчезают вблизи поверхности 50 мб. Выше этой поверхности циркумполярность стратосферного циклона не нарушается. Если даже на периферии Антарктиды и происходит повышение температуры, то это не распространяется даже на смежные районы. Например,

Таблица 35

Температура на поверхностях 20, 10 и 7 мб на станциях Антарктики в дни с максимальной температурой, наблюдаемой в стратосфере на ст. Мирный в августе и сентябре 1964 г.

Станция	8 августа			24 августа	
	20 мб	10 мб	7 мб	20 мб	10 мб
Мэри-Бёрд	—90,5	—87,2	—82,2	—89,8	—
Кэмпбелл	—59,2	—62,2	—	—	—
Мирный	—45,2	—27,2	—	—	—
Амундсен-Скотт	—	—	—	—87,5	—
Хобарт	—	—	—	—44,8	—
Мак-Мердо	—	—	—	—78,2	—67,8

Станция	5 сентября		15 сентября	
	20 мб	10 мб	20 мб	10 мб
Мэри-Бёрд	—85,5	—71,8	—	—
Кэмпбелл	—	—	—42,2	—
Мирный	—32,2	—40,2	—45,0	—
Амундсен-Скотт	—	—	—	—
Хобарт	—	—	—	—
Мак-Мердо	—69,0	—57,5	—69,2	—50,8

известное из печати повышение температуры, которое было зарегистрировано радиозондами на ст. Мирный в августе — сентябре 1964 г., оказалось явлением локальным на периферии Антарктиды.

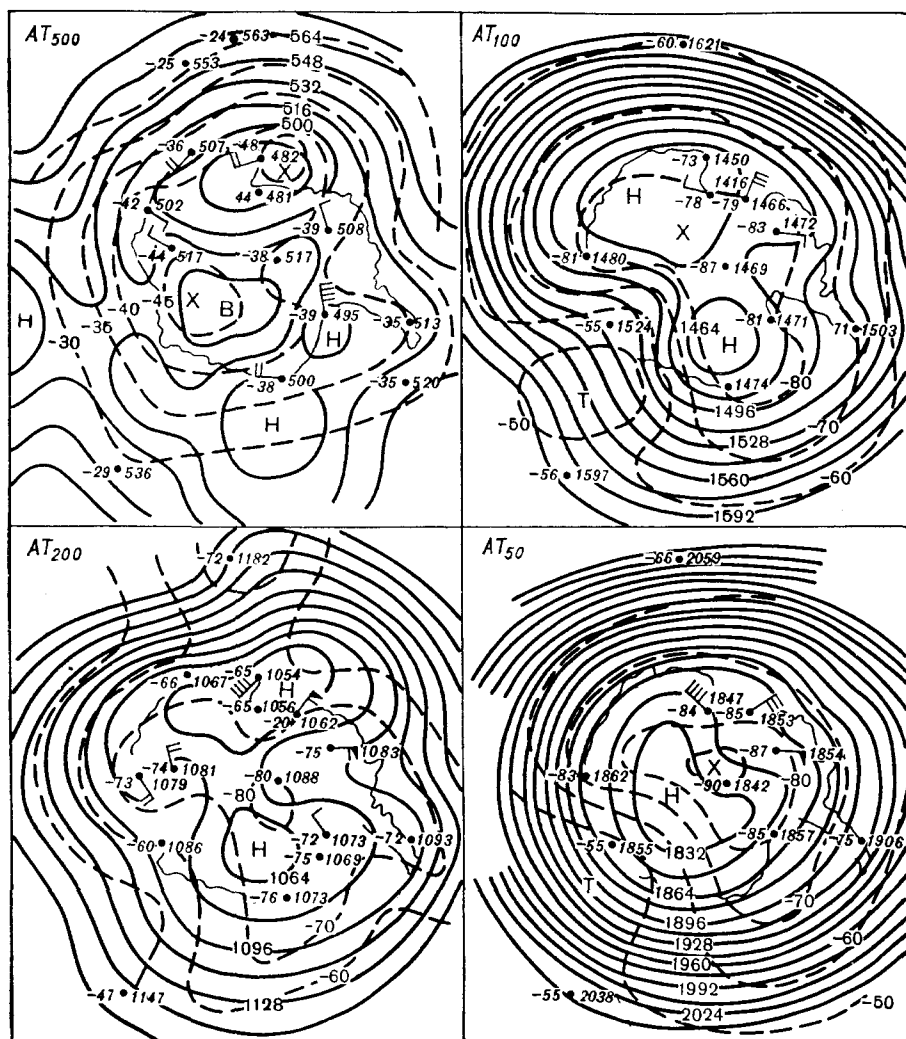


Рис. 104. Структура полей геопотенциала на поверхностях 500, 200, 100 и 50 мб 6 августа 1957 г.

В табл. 35 приведены значения температуры на различных изобарических поверхностях в дни максимума температуры над Мирным [91]. Не трудно видеть, что другие станции Антарктиды не реагировали на это повышение, что указывает на территориальную ограниченность этого процесса.

На большой серии карт высоких поверхностей, в том числе и в периоды крупных меридиональных преобразований в южном полушарии, построенных Лисогурским, видно, что гребни и ложбины, хорошо выраженные на поверхностях 300 и даже 100 мб, с высотой исчезают. На поверхностях 50 и особенно 30 мб изогипсы приближаются по форме к кругам широт.

Рассмотрим случай меридионального преобразования поля геопотенциала и циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере 5 августа 1957 г. В результате предшествовавших процессов произошло раздвоение высотного циркумполярного циклона, что хорошо видно на поверхностях 500, 200 и даже 100 мб (рис. 104). Уже на поверхности 50 мб гребни и ложбины исчезли и остался хорошо выраженный циркумполярный циклон. При сравнительно зональной циркуляции 3 и 4 августа, как и в последующие дни 7—9 августа, раздвоение полярного циклона ограничилось поверхностями 500 и 200 мб, а на 100 мб в эти дни меридиональность была выражена немного слабее, чем 5—6 августа. За 1957—1963 гг. было обнаружено всего 12 случаев крупных меридиональных преобразований поля геопотенциала зимой [91]. Во всех случаях раздвоение циркумполярного циклона ограничивалось поверхностями 200 и 100 мб, а на поверхности 50 мб циркумполярность не нарушалась.

10.1. Пассатная циркуляция

Тропическая метеорология сравнительно быстро начала развиваться в последние 20—25 лет. Нельзя сказать, что атмосферные процессы в низких широтах достаточно изучены, однако успехи, добытые в последние два десятилетия, уже частично открыли завесу неизвестного [31, 92, 191, 219, 220, 221, 241, 242, 243, 248 и др.]. Особенности тропической метеорологии существенно отличны от внетропической. Во внетропических широтах Земли атмосферные процессы носят преимущественно непериодический характер, обусловленный интенсивной цикло- и антициклонической деятельностью. Частота возникновения и интенсивность развития барических образований определяются здесь общими сезонными изменениями горизонтальных градиентов температуры и давления в тропосфере между низкими и высокими широтами с существенными коррективами, вносимыми подстилающей поверхностью. Процессы в низких широтах имеют свою специфику.

Еще в 30-х и даже 40-х годах главенствовало представление, что в низких широтах метеорологические параметры подвержены малым изменениям и в тропосфере основной формой циркуляции являются пассаты и муссоны. Несомненно то, что в низких широтах циркуляция атмосферы происходит несравненно менее интенсивно, так как междуширотные градиенты температуры и давления в тропосфере небольшие. Возникающие здесь атмосферные вихри не определяют внутрисезонные особенности циркуляции и поле давления не претерпевает столь резкие непериодические изменения, как в средних и высоких широтах. Исключение составляют возникающие в экваториальной зоне тропические циклоны. Поэтому сезонные явления погоды, определяющиеся термическими условиями, здесь выражаются более отчетливо, чем во внетропических широтах.

На схемах общей циркуляции атмосферы всегда изображались вертикальные кольца циркуляции между экватором и полюсами. Одним из этих колец представлялась циркуляция между экватором и тропиками. По существовавшим классическим представлениям, из экваториальной зоны воздух направлялся на высотах к тропикам, а течения, исходящие из тропических областей высокого давления, у поверхности земли направлялись в сторону экватора. Эти почти постоянные ветры северо-восточного направле-

ния в северном полушарии и юго-восточного в южном, дующие у поверхности земли в сторону экватора, были названы пассатами. Предполагалось, что в зоне затишья, образуемой сходящимися пассатами северного и южного полушарий, происходит подъем воздуха, который направляется к северу и югу от экватора (антипассаты), а опускание их происходит в областях высокого давления, образующихся в тропической зоне. Возникновение этих областей высокого давления объяснялось накоплением воздуха в этих широтах в связи со сходимостью воздушных течений на высотах к северу и к югу от экваториальной зоны, определяющейся действием отклоняющей силы вращения Земли.

Области высокого давления в тропиках (субтропические антициклоны) хорошо выражены на климатологических месячных и сезонных картах атмосферного давления. Географическое положение пассатных ветров вместе с зоной затишья в течение года претерпевает сезонные смещения. Исходя из пассатной теории, области высокого давления над тропиками должны быть непрерывными, окаймляющими земной шар между широтами $20-30^\circ$ в северном и южном полушариях. В действительности, как это видно из рис. 27 и 28, области высокого давления расчленены на несколько антициклонов, располагающихся над океанами и сушей с меняющимися положениями центров в зависимости от сезона года. При этом разрывы вдоль широт $30-40^\circ$ в обоих полушариях более отчетливо выражены летом (в нагретом полушарии). Более того, на севере Индийского океана северным летом направление ветра обусловлено полем давления южноазиатской термической депрессии. Субтропический антициклон в этом тропическом районе не образуется, а пассатные ветры отсутствуют. Нарушения пассатов происходят и в северной Австралии, на юге Северной Америки и в других районах тропической зоны земного шара.

Аэрологические данные позволили внести существенные уточнения в представления о характере режима температуры и циркуляции на высотах в пассатной и экваториальной зонах земли. Так как и в низких широтах режим воздушных течений определяется радиационными условиями, то в соответствии с характером подстилающей поверхности прогревание воздуха в тропосфере происходит неодинаково, что получило отражение и на сезонной структуре высотного барического поля. Заметно различен режим воздушных течений и внутри сезонов над сушей и над океанами. Наиболее резко это выражено над Азией и Тихим океаном летом.

Мелкие циклонические возмущения в экваториальной зоне возникают непрерывно. Их оформление обычно связано с небольшими, но частыми изменениями приземного барического поля. При этом в приземном и надводном слоях воздуха суточные изменения температуры малы; лишь в отдельных случаях обнаружена большая изменчивость температуры и ветра, связанная с перемещением относительно крупных вихрей. Вместе с тем данные аэрологических наблюдений показывают, что в экваториальной зоне суточная изменчивость температуры и ветра с высотой возрастает.

В зоне пассатов почти всегда существует инверсия температуры. Пассатная инверсия образуется в восточной части океанов в зоне пассатов. Верхняя граница ее достигает 1—2 км над уровнем моря, а высота непрерывно колеблется. Наблюдения показали, что инверсия иногда исчезает на короткие промежутки времени. Это происходит при смене северных составляющих ветра на южные.

Инверсия возникает в тех районах, где пассатные ветры дуют против горизонтального градиента температуры, направленного из тропиков в сторону экваториальной зоны. Инверсия наиболее интенсивна над областями холодных океанических течений. В соответствии с температурой поверхностных вод в нижнем слое, до высоты 1—2 км, воздух имеет более низкую температуру, чем в расположенном выше слое. Здесь в слое преобладающего восточного переноса температура воздуха выше, поскольку она формируется в зоне высоких температур в системе субтропических антициклонов.

По данным [115] и [138], в экваториальной зоне величины суточной изменчивости температуры, направления и скорости ветра в январе с высотой, как правило, возрастают. В табл. 36 приве-

Таблица 36

Средняя суточная изменчивость температуры (ΔT), скорости (Δv) и направления ветра на различных высотах в январе 1960 г.

Пункт	Давление, мб	ΔT °C	Δv м/сек.	Изменчивость направления ветра, грал.
Банги (04° 23' N, 18° 34' E)	1000	—	—	—
	850	1,1	2,5	—
	700	0,7	3,4	24
	500	1,0	3,4	43
	300	1,3	3,0	52
	200	1,7	5,6	66
	100	2,6	6,2	56
Сингапур (01° 21' N, 103° 54' E)	1000	0,5	—	—
	850	—	—	—
	700	—	—	—
	500	0,8	2,4	50
	300	1,6	2,7	37
	200	2,8	4,9	29
	100	2,5	4,9	60
о. Кантон (02° 46' S, 171° 43' W)	1000	1,0	1,8	18
	850	—	—	—
	700	—	—	—
	500	0,9	3,1	57
	300	0,7	3,5	41
	200	0,8	5,2	46
	100	2,6	4,4	69

дены такие данные по трем пунктам, расположенным непосредственно вблизи экватора в различных физико-географических условиях. Особый интерес представляют здесь температура и скорость ветра. Число наблюдений достаточно, чтобы характеризовать суточные изменения этих элементов в течение месяца. Средние величины суточных изменений температуры, скорости и направления ветра возрастают с высотой. В верхней тропосфере они становятся наибольшими.

При меридиональных преобразованиях термобарического поля, как известно, адвекция холодного воздуха проникает в низкие широты. Однако по мере перемещения к югу воздух постепенно прогревается, причем наиболее интенсивно — его нижние слои. Исследования показывают, например, что над сушей или над океаном температура приземного слоя воздуха южнее 20°N очень мало отличается от характерной для этих широт температуры подстилающей поверхности. Однако с высотой это отличие становится более заметным. Поэтому даже при значительных меридиональных преобразованиях термобарического поля в тропосфере суточные изменения температуры и ветра вблизи поверхности земли бывают незначительными. Но так как величина адвекции холода с высотой обычно возрастает, то увеличивается и их изменчивость.

Данные о повторяемости больших величин изменений температуры и скорости ветра в тех же пунктах в январе 1960 г. на поверхностях 200 и 100 мб приведены в табл. 37. Из таблицы следует, что число случаев изменений температуры, превышающих 3° , и изменений скоростей ветра, превышающих 5 м/сек., на поверхности 100 мб больше, чем на поверхности 200 мб. Еще меньше случаев таких изменений на уровне 300 мб и на нижележащих поверхностях.

Таблица 37

Число случаев (дни) с большими суточными
изменениями температуры и скорости ветра в январе
1960 г. на разных уровнях

Пункт	Элемент	Уровень, мб	
		200	100
Банги	$\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$	1	6
	$\Delta v \geq 5 \text{ м/сек.}$	6	15
Сингапур	$\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$	3	6
	$\Delta v \geq 5 \text{ м/сек.}$	15	16
о. Кантон	$\Delta T \geq 3^{\circ}\text{C}$	—	7
	$\Delta v \geq 5 \text{ м/сек.}$	10	12

Можно было бы подвергнуть сомнению достоверность этих данных, поскольку с высотой точность показания радиозондов уменьшается. Однако этого делать не следует, так как выше поверхности

100 мб изменчивость температуры и ветра постепенно уменьшается. Что касается скоростей ветра, то в стратосфере экваториальной зоны они в среднем меньше, чем в тропиках.

Изменчивость направления ветра также значительна. Таким образом, в экваториальной зоне воздушные течения довольно неустойчивы. Данные об изменчивости ветра показывают, что между полушариями происходит активный обмен массами воздуха. Согласно расчетам [92], средние месячные меридиональные составляющие скорости ветра, полученные экваториальными станциями в 1958—1960 гг., зимой составили 2—4 м/сек., а в отдельных случаях — 7—8 м/сек. При этом для января характерны ветры с северной составляющей в нижней тропосфере и с южной — в верхней. В средней тропосфере меридиональные составляющие очень малы, за исключением Центральной Африки, где, судя по результатам вычислений, меридиональный обмен в нижней и средней тропосфере происходит более активно, чем в других районах экваториальной зоны.

В теплое время года средние месячные меридиональные составляющие скорости ветра в основном обратны зимним. В нижней тропосфере вблизи экватора преобладают южные потоки со скоростями 0—3 м/сек., а в верхней тропосфере — северные потоки со скоростями 1—4 м/сек. В отдельных случаях скорости достигают 7—8 м/сек.

Заметим, что упомянутые результаты, полученные в 1963 г., оказались близкими к данным, полученным в 1958 г., по которым вычисленные величины меридиональной составляющей скорости ветра в нижней и верхней тропосфере на широтах 10—13° N оказались равными 1—3 м/сек. Неактивный слой, т. е. слой без преобладания меридиональной составляющей, в обоих случаях находился приблизительно между поверхностями 700 и 400 мб.

Новые данные аэрологических наблюдений, полученные за последние десятилетия, вызвали необходимость пересмотра и некоторых установившихся теоретических положений, в том числе и о циркуляции в низких широтах. В результате этого в последние годы появилось основание для пересмотра классического объяснения пассатной циркуляции, происхождения субтропических областей высокого давления и др.

Еще до появления достаточного количества данных аэрологических наблюдений в зоне пассатов по движению перистых облаков, а затем по картам давления и ветра на высотах было установлено, что для зоны пассатов восточные ветры являются характерными. Критические замечания о циркуляции воздуха между экватором и тропиками впервые были высказаны в 1947 г. в работе [178].

После 1950 г. была опубликована серия работ с критикой существовавших представлений о пассатной циркуляции. Согласно данным аэрологических наблюдений, в экваториальной зоне северного полушария северо-восточные ветры, наблюдавшиеся в приземном слое воздуха, на высотах не переходят на юго-западные антипассаты, как это следует из теоретических положений о пас-

сатной циркуляции, а в значительной части зоны остаются восточного направления и с высотой даже усиливаются. Антипассаты в классическом понимании не были обнаружены. Это дало основание считать, что представление о замкнутой циркуляции между экватором и тропиками требует пересмотра.

Наблюдения показали, что меридиональные составляющие пассатной циркуляции в слое трения образуют зону сходимости воздушных потоков. Выше пассатной инверсии (1000—2000 м) наблюдаются устойчивые восточные ветры с небольшими отклонениями в меридиональном направлении (экваториальные восточные ветры). Восточные ветры четко обнаруживаются не только на картах AT_{500} , но и на AT_{300} , AT_{200} и даже на картах вышележащих поверхностей (см. рис. 27, 28 и др.).

Заметим, что зона конвергирующих ветров резко отличается от внетропических фронтов. Если фронты в средних и высоких широтах являются разделами между массами воздуха, обладающими различными свойствами и в первую очередь контрастами температуры, то в экваториальной зоне фронт является лишь зоной приземной конвергенции воздушных течений относительно сухих и относительно влажных масс воздуха при отсутствии или очень малых горизонтальных температурных контрастах.

На основе синоптических исследований установлено, что субтропическое пояса высокого давления в классическом смысле не существует и что осредненная картина приземного поля давления и ветра дает несколько искаженное представление о действительных процессах в этих широтах. В свете новых данных о циркуляции атмосферы в низких широтах можно сделать вывод, что непассатная циркуляция является причиной образования областей высокого давления в субтропиках, а пассаты являются следствием возникающих в субтропиках антициклонов. Отсюда также следует, что меридиональную циркуляцию между экватором и тропиками в виде замкнутого вертикального кольца нельзя рассматривать как основную форму циркуляции.

Синоптическое изучение процессов возникновения и регенерации антициклонов позволило установить, что субтропические антициклоны непрерывно регенерируют в связи с перемещением с материков средних широт на океаны антициклонов, возникающих под высотными фронтальными зонами тропосферы. Было установлено, что движущиеся антициклоны отклоняются в направлении к экватору, а движущиеся циклоны в направлении к полюсам. Физическое объяснение этого факта дано в работе Россби [249]. Позднее оно было развито в работах Ван Мигема [231]. Сущность этого явления состоит в том, что в связи с уменьшением параметра Кориолиса с широтой антициклоны имеют тенденцию двигаться с составляющими в сторону экватора, а циклоны, наоборот, в связи с возрастанием параметра Кориолиса имеют тенденцию двигаться с составляющими в сторону высоких широт. Правда, циклоны и антициклоны перемещаются не только в зависимости от изменения параметра Кориолиса вдоль меридиана, но также и к югу,

а антициклоны — к северу в соответствии со структурой термобарического поля и процессов, развивающихся в системе высотных фронтальных зон. Однако в преобладающем числе случаев в северном и южном полушариях антициклоны движутся с составляющими в сторону экватора, а циклоны — в сторону высоких широт.

В частности, возникающие в средних широтах в тылу циклонов антициклоны на материках северного полушария перемещаются к юго-востоку, а затем над океанами — к востоку. Этот процесс наиболее ярко выражен в северном полушарии зимой, когда возникающие на материках антициклоны переходят на океаны и далее, двигаясь в восточном направлении, входят в субтропическую область высокого давления и как бы регенерируют. Это довольно отчетливо выражено на карте повторяемости антициклонов. Так как эти процессы имеют место достаточно часто, то, естественно, они отражаются на среднем поле приземного давления. Поэтому субтропические антициклоны обычно располагаются центрами на широтах 30 и даже 40°. При этом сезонное давление зимой и особенно летом в большей мере определяется муссонным фактором.

Таким образом, вследствие частого перемещения возникающих на материках антициклонов в субтропики и тропики здесь создаются области высокого давления и барические градиенты, направленные у поверхности земли и на высотах в экваториальную зону пониженного давления, чем обуславливается восточный перенос. При этом скорость такого переноса непостоянна. Она подвергается непрерывным изменениям в зависимости от сезонов года и процессов, происходящих вне экваториальной зоны.

Наблюдения показывают, что аномалия циркуляции и связанная с ней аномалия осадков в экваториальной зоне — явление довольно частое. Здесь наблюдаются засухи и обильные осадки в зависимости от положения внутритропической зоны конвергенции.

Погода в экваториальной зоне во многом зависит от температуры поверхностных вод океанов и, следовательно, от теплых и холодных морских течений, способствующих или противодействующих возникновению конвективной неустойчивости облаков и осадков. Большое влияние на погоду низких широт оказывает зона сходимости пассатов северного и южного полушарий. Это довольно широкая зона, где может наблюдаться одновременно одна и несколько линий сходимости приземного ветра, и названа внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). От зимы к лету и, наоборот, от лета к зиме она перемещается на большие расстояния по меридиану. В частности, между экстремальными сезонами она перемещается на —10° широты, в Африке и в Австралии до 20°, а на севере Индийского океана и юге Азии на 25—30°. Поэтому данные наблюдений показывают различие в распределении температуры и влажности на высотах в различных пунктах экваториальной зоны по сезонам года.

Если проследить за сезонным перераспределением атмосферного давления над материками и океанами и сезонными смещениями ВЗК, то нетрудно убедиться в тесной связи между ними.

Перемещения ВЗК обусловлены главным образом сезонными изменениями радиационных условий над материками и океанами. Условиями притока тепла объясняется и неоднородность ВЗК вдоль широты, как и сезонное положение субтропических областей повышенного давления на материках и океанах.

Зимой, как известно, в северном полушарии субтропические антициклоны над океанами расположены южнее, чем антициклоны над материками Азии и Северной Америки. Летом субтропические антициклоны отчетливо выражены на океанах, а на суше в ряде районов отмечаются лишь их гребни. Поэтому горизонтальный градиент давления, направленный от субтропического антициклона в сторону экватора, меньше над западными районами океанов, чем над центральными и восточными их районами. Такое различие особенно рельефно выделяется над юго-востоком Азии и прилегающей частью Тихого океана. На тех же широтах над югом Азии, наоборот, градиент давления у поверхности земли направлен с экваториальной зоны и Индийского океана в систему южноазиатской летней депрессии, центр которой располагается на севере Индии и над Ираном. Южноазиатская летняя депрессия формируется под влиянием термических условий — сильного прогревания воздуха над югом Азии.

Однако внутрисезонная эволюция находится в зависимости от процессов в средних широтах. При меридиональном преобразовании термобарического поля нижней атмосферы, сопровождаемым адвекцией холода в низкие широты, в результате прогревания вторгшегося холодного воздуха давление в центре депрессии подвергается изменениям, а центр ее смещается в районы распространения холодной адвекции. В результате этого на севере Индийского океана (над Аравийским морем и Бенгальским заливом) в течение летних месяцев градиенты давления нередко возрастают и ветры усиливаются до штормовых. При этом штормы обычно возникают в той части депрессии, куда перемещается ее центр.

В соответствии с условиями нагревания воздуха режим воздушных течений на высотах также различен над указанными выше районами. В частности, над Аравией и Иранским нагорьем, где нагревание воздуха летом происходит более интенсивно, чем над смежными широтами, высотный теплый антициклон является более мощным, а градиент давления на его южной периферии более значительным. Поэтому восточные ветры в верхней тропосфере и нижней стратосфере на юге Аравии и Ирана отличаются большими скоростями, чем над теми же широтами на юго-востоке Азии и особенно над Тихим океаном. Широтным распределением притока тепла объясняется то, что субтропические антициклоны над океанами с высотой смещаются в сторону экватора, а над зоной низкого приземного давления между западом Африки и востоком Азии (25—35° N) летом в верхней тропосфере и нижней стратосфере образуется ярко выраженная полоса высокого давления.

Так как интенсивность нагревания воздуха и формирование поля давления зависит и от характера подстилающей поверхности,

то особенности циркуляции в низких широтах заметно различны над сушей и океаном. Слабые и кратковременные изменения давления здесь часто происходят под влиянием крупномасштабных преобразований термобарического поля тропосферы в умеренной зоне.

Внутритропическая зона конвергенции. Как уже указывалось, для низких широт характерна сходимость ветра, получившая название внутритропической зоны конвергенции. На средних картах приземного давления и ветра эта зона обычно представляется линией сходимости пассатов северного и южного полушарий. В тридцатых годах она неудачно была названа тропическим фронтом. Однако аэрологические данные показали, что в зоне сходимости ветра нет сколько-нибудь выраженных горизонтальных контрастов температуры, характерных для фронтов внетропических широт.

Наблюдения показывают, что ВЗК непрерывно возникают и разрушаются главным образом под влиянием процессов, происходящих в низких широтах. Более того, нередко одновременно образуется несколько зон конвергенции. В условиях малоградиентного поля давления это вполне закономерно. Очень возможно, что раздвоение зоны конвергенции вызвано изменениями температуры поверхностных вод, в результате уменьшения инсоляции при наличии облачности [219]. Вследствие этого первоначально единая внутритропическая зона конвергенции может раздвоиться над источниками холода, а ниже облачного покрова могут возникнуть нисходящие движения. Не случайно, что ВЗК обычно возникают в районах наиболее высоких температур поверхностных вод океанов и суши.

На рис. 105 и 106 представлены карты средней повторяемости ВЗК в феврале и августе за пять лет (1966—1970), полученные Т. С. Кружковой и Л. Б. Семенченко [87] на основе анализа карт барической топографии тропической зоны, данных метеорологических спутников (облачности) и ветра. Повторяемость выражена числом случаев в квадратах, ограниченных 5° географической широты и долготы. Из рисунков следует, что в феврале, как и в августе ВЗК наблюдается в широкой зоне, превышающей 1000—1500 км. Это значит, что ВЗК в течение месяца возникают в различных районах низких широт в довольно широком диапазоне. Над Атлантикой, Южной Америкой и Африкой наибольшая их повторяемость даже зимой наблюдается севернее экватора, между 0 и 10°N . Летом эта зона еще больше смещается к северу и располагается над Африкой. Наибольшая повторяемость ВЗК приходится на широты $15\text{--}20^\circ \text{N}$.

Над Индийским океаном ширина полосы повторяемости ВЗК по сравнению с Атлантикой почти в два раза больше. Зимой основная полоса лежит вблизи широты 10°S , а вторая между широтами 0 и 5°N . Над Тихим океаном ВЗК наблюдается между 10°N и 20°S , т. е. в диапазоне около 30° по меридиану. Здесь также выделяются две полосы наибольшей их повторяемости. Основная вблизи 10°S и вторая между широтами 0 и 5°N .

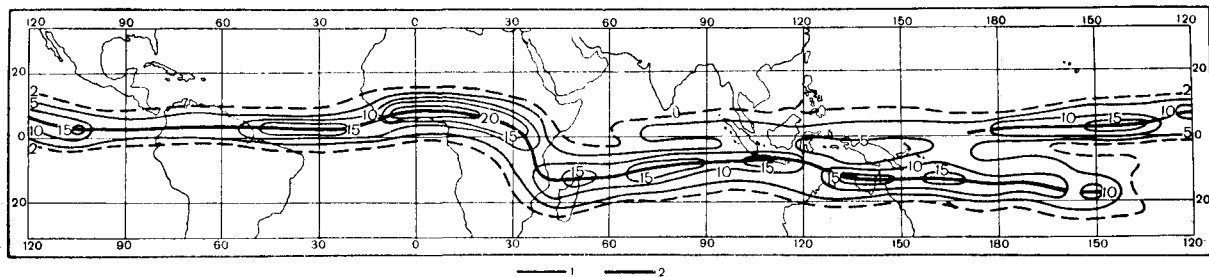


Рис. 105. Повторяемость ВЗК в феврале за пять лет (1966—1970 гг.).

1 — изолинии повторяемости ВЗК, 2 — линии наибольшей повторяемости ВЗК.

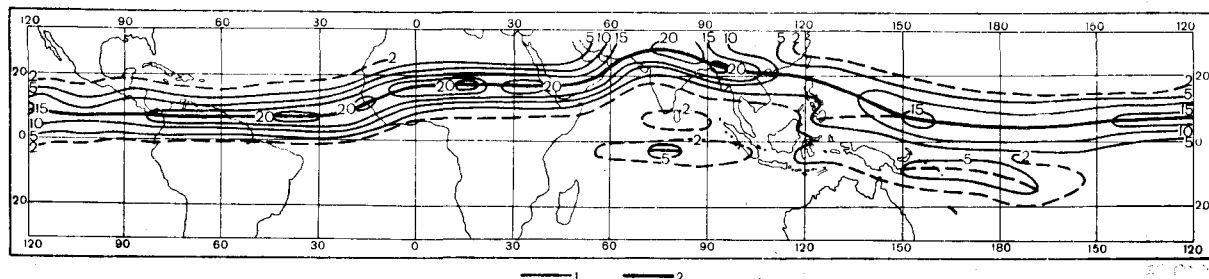


Рис. 106. Повторяемость ВЗК в августе за пять лет (1966—1970 гг.).

Усл. обозначения см. рис. 105.

По мере приближения северного лета полоса наибольшей повторяемости ВЗК везде смещается к северу, что находится в соответствии с изменениями температуры подстилающей поверхности. Как следует из рис. 106, на севере Индийского океана повторяемость ВЗК уменьшается, а на севере Индии появляется полоса большой повторяемости их. Над Тихим океаном, от зимы к лету ширина полосы остается почти без изменений; лишь несколько возрастает повторяемость ВЗК на севере и уменьшается на юге.

Как видно из карт повторяемости (рис. 105 и 106), на востоке Тихого океана зимой и летом положение ВЗК остается без существенных изменений, что, очевидно, связано с почти неизменным здесь полем температуры и давления. Севернее этой части ВЗК в 90% случаев зимой наблюдается северо-северо-восточный пассат, вертикальная протяженность которого ограничивается нижними 3—4 км. То же наблюдается и в западной половине Тихого океана, где ВЗК возникают в зоне сходимости восточно-северо-восточных пассатов северного полушария и восточно-юго-восточных пассатов южного полушария.

Однако одновременное возникновение 2—3 ВЗК указывает на то, что встреча пассатов северного и южного полушарий происходит в сравнительно широкой зоне, где очень малы горизонтальные градиенты приземного давления. В этих условиях, очевидно, даже при самых небольших изменениях давления возникают очаги и полосы высокого и низкого давления с соответствующими направлениями ветра. Вместе с тем, существование районов большой сезонной повторяемости ВЗК указывает на то, что температурные условия подстилающей поверхности здесь больше способствуют конвергенции ветра, чем в смежных районах.

Исследования показывают, что с ВЗК тесно связаны не только тропические циклоны, но и депрессии, возникающие в низких широтах. Небольшие ячейки высокого и низкого давления в экваториальной зоне и смежных районах образуются там, где оформляются ВЗК. Они, как правило, не развиваясь, перемещаются вдоль воздушных течений с востока на запад. Так как эти циклоны перемежаются с небольшими областями высокого давления, то облачность в системе ВЗК не может быть сплошной, а имеет ячеистую структуру.

Ширина ВЗК на севере составляет от 1—2 до 7—9° по меридиану, а на юге — 9—12°. Конвергенция пассатов способствует притеканию влажного воздуха и питанию кучево-дождевой облачности и вообще конвекции.

Осадки в системе ВЗК преимущественно ливневые, сопровождающиеся грозами. Однако наибольшая повторяемость облачности не обязательно совпадает с наибольшей повторяемостью ВЗК.

Тот факт, что в экваториальной зоне бывают засухи и вообще бездождные периоды, показывает, что в экваториальной зоне происходят не только восходящие движения воздуха, но и нисходящие. Следовательно, поднимающийся воздух опускается не только в субтропической зоне, но и в экваториальной. Отсюда также сле-

дует, что классическое представление о вертикальной циркуляции между экваториальной зоной и тропиками требует поправки.

Таким образом, экваториальная зона не сплошь является зоной низкого давления. В ней наблюдаются небольшие по масштабам депрессии и области высокого давления. Они возникают и разрушаются, вызывая существенные изменения погоды. Конечно, эти депрессии и области высокого давления несравнимы по интенсивности с циклонами и антициклонами внетропических широт, но с ними связаны резкие изменения погоды, грозы и шквалы. Если во внетропических широтах возникновение, и развитие гребней и ложбин, циклонов и антициклонов, а также соответствующие изменения погоды обусловлены контрастами температуры между воздушными массами тропосферы, то в экваториальной зоне контрасты температур в тропосфере весьма малы. Изменения погоды здесь обусловлены главным образом сходимостью и расходимостью приземного ветра в зависимости от изменения приземного барического поля, в сочетании с неустойчивой стратификацией и влагосодержанием воздуха. Очевидно, в изменениях приземного барического поля и погоды определенную роль играют появляющиеся в верхней тропосфере междуширотный перенос воздуха, сопровождающийся адвекцией тепла и холода, изменениями вертикального градиента температуры, появлением высотных ложбин и гребней.

Таким образом, не только в средних и высоких широтах, но и в низких широтах междуширотный обмен воздуха осуществляется главным образом горизонтальным переносом, а не посредством вертикальных «колес», как представлялось прежде. Это в известной мере можно объяснить разностью скоростей между горизонтальными (меридиональными) составляющими ветра и вертикальными движениями воздуха. Средние горизонтальные скорости воздушных течений составляют около 30 км/час, а средние упорядоченные вертикальные скорости определяются в см/сек., т. е. горизонтальные скорости превышают вертикальные в несколько сот раз.

Результаты расчета горизонтальной и вертикальной составляющих меридионального обмена показали, что даже в зоне пассатов на вертикальную циркуляцию в классическом понимании приходится лишь 14% меридионального обмена [65]. Остальные 86% меридионального обмена воздуха осуществляются горизонтальным переносом.

Для осуществления любой циркуляции и атмосферных процессов любого масштаба необходима затрата энергии. Во внетропических широтах источником этой энергии служат горизонтальные контрасты температуры, а в низких широтах и прежде всего в экваториальной зоне, по-видимому, запасы энергии конвективной неустойчивости воздуха.

Многие вопросы тропической метеорологии еще недостаточно ясны и требуют дополнительного исследования. Сюда относится динамика циркуляции, условие возникновения ряда ВЗК, а также

объяснения того факта, что ВЗК возникает не только вблизи экватора, но и на некотором расстоянии от него, где не столь ясно выражен максимум температуры поверхностных вод океана.

10.2. Муссонная циркуляция

Муссоны — это сравнительно устойчивые в течение сезона ветры, возникающие между материками и океанами и резко меняющие направление от зимы к лету и от лета к зиме. Главным фактором возникновения муссонной циркуляции является неодинаковое нагревание суши и моря и обусловленные этим разности температур воздуха. Такая физическая основа с некоторыми дополнительными условиями общепринята.

Разработками муссонной циркуляции занимались многие авторы. Среди них можно назвать работы С. П. Хромова [190], В. В. Шулейкина [198], Л. Н. Гутмана и А. С. Мониной [52], О. А. Дроздова [51], А. М. Мхитаряна [113], А. А. Дмитриева [59] и др. Однако количественное теоретическое решение задачи муссонной циркуляции производится при больших ограничениях, далеких от реальных условий. Предстоит еще усовершенствовать теоретические положения для получения возможности расчета муссонной циркуляции в реальных условиях. При этом обязательно, чтобы муссонная циркуляция рассматривалась в связи с особенностями общей циркуляции атмосферы. Очевидно, что для выяснения природы муссонов вообще и тропических муссонов в особенности, нельзя ограничиваться только средними характеристиками полей давления и ветра.

Исследования, выполненные С. П. Хромовым [191], привели его к выводу о том, что муссонная циркуляция в любой области земли определяется циклонической деятельностью. Аналогичный вывод высказан и Флёмом [221].

Вполне справедливо утверждение, что муссонная циркуляция является следствием циклонической деятельности над материками и океанами в различные сезоны. Муссон в нижнем слое тропосферы обусловлен градиентом давления и, следовательно, направлен из области высокого давления в сторону низкого давления. Именно вследствие сезонных температурных условий зимой на суше формируется высокое давление, а летом, наоборот, низкое, в результате чего воздушные течения вблизи поверхности земли зимой направлены с материков (из области высокого давления) на океаны (в область низкого давления), а летом, наоборот, с океанов на материки. Однако циркуляция между материками и океанами, вызванная неодинаковым нагреванием и охлаждением материков и океанов, является более слабой, чем циркуляция, обусловленная контрастами температуры экватор — полюса.

Западный перенос и свойственная внетропическим широтам цикло- и антициклоническая деятельность, определяющаяся постоянным существованием на вращающемся земном шаре нагревателя и холодильников в низких и высоких широтах земли, в значитель-

ной мере поглощает более слабую циркуляцию, создаваемую тепловыми различиями материков и океанов. Поэтому сезонная смена ветров отчетливо выражена в самом нижнем слое атмосферы в тех частях земного шара, где непериодические процессы цикло- и антициклогенеза мало интенсивны и не оказывают более или менее существенного влияния на воздухообмен между материками и океанами, как, например, в низких широтах.

Так как муссонная циркуляция возникает вследствие теплового различия между материками и океанами, то она имеет место не только в тропиках, но и в любой части земного шара, где создаются разности температуры между сушей и морем, не исключая и высокие широты.

Во внетропических областях атмосферные процессы носят преимущественно непериодический характер с частым чередованием циклонов и антициклонов. Частота возникновения и интенсивность развития их находятся в зависимости от сезонных изменений горизонтальных градиентов температуры и давления в тропосфере между экватором и полюсами, в известной мере обусловленных расположением материков и океанов, а также динамическими факторами.

В низких широтах иное положение. Здесь в обоих полушариях величины горизонтальных градиентов температуры и давления в тропосфере малы и отчетливо выражена циркуляция, обусловленная сезонными радиационными условиями. Об этом свидетельствуют сезонные перемещения внутритропической зоны конвергенции и пассатов. В этих же широтах наиболее сильно выражена и муссонная циркуляция.

Если исключить общепланетарное зональное распределение температуры на земном шаре, то единственными «нагревателями» и «холодильниками» останутся материки и океаны; между ними, несомненно, возникнут горизонтальные градиенты температуры и давления. Величина и направление возникших градиентов, естественно, должны находиться в зависимости от мощности нагревателей и холодильников в различные сезоны. Вследствие разности давления между сушей и морем на вращающейся Земле (при действии отклоняющей силы вращения Земли) вместо замкнутого обмена масс воздуха между нагревателем и холодильником осуществлялась бы циркуляция между сушей и морем, направленная вне слоя трения по изобарам так, как это имеет место между экватором и полюсами.

В действительности это не наблюдается, и лишь в некоторых районах, преимущественно в низких широтах и только в нижнем слое воздуха, имеет место более или менее ярко выраженная сезонная смена ветра между сушей и морем. Совершенно очевидно, что на фоне действующего мощного западного переноса в тропосфере, обусловленного значительными разностями температуры и давления между экватором и полюсами, теряют самостоятельное выражение сравнительно малые градиенты температуры и давления, обязанные распределению материков и океанов. Однако располо-

жение материков и океанов северного полушария обуславливает возмущение западного переноса, вследствие чего в нем появляется меридиональная составляющая, которая усиливается циклонической деятельностью.

Хорошей иллюстрацией того, что муссонная циркуляция не ограничивается только тропиками и субтропиками, служат карты среднего месячного приземного давления. Рассматривая карты за январь и июль (см. рис. 25 и 26), легко обнаружить существенное различие в структуре поля давления между зимой и летом в северном и южном полушариях. В южном полушарии, где материки занимают меньшую площадь, изобары возмущены незначительно и слабо оконтуривают материки. В северном полушарии, где материки занимают большую площадь, оконтуривание их изобарами более ярко выражено.

Очевидно, что при отсутствии материков изобары у поверхности земли, а тем более на высотах опоясывали бы земной шар правильными кругами. Близкая к этому картина, как мы видели выше, наблюдается в южном полушарии.

Таким образом, муссонная циркуляция как результат теплообмена между материками и океанами, в значительной степени поглощенная действием западного переноса в тропосфере, обнаруживается лишь у поверхности земли в виде сезонной смены ветра. При этом в низких широтах, где циклоны и антициклоны слабо развиты, муссонные потоки выражены наиболее отчетливо. Наоборот, в умеренных широтах, особенно зимой, когда контрасты температуры экватор—полюс значительны и имеет место интенсивная цикло- и антициклоническая деятельность, муссонные потоки не отличаются устойчивостью, но они создают соответствующий фон приземного давления, а тем самым обнаруживаются на картах среднего сезонного приземного давления.

Карта изаллобар, показывающая разность атмосферного давления между январем и июлем (рис. 107), дает представление об истинных разностях атмосферного давления между зимой и летом [199]. Она показывает, что в январе на материках Азии, Европы и Африки имеется избыток воздуха, а на океанах — недостаток. При этом основные области избытка воздуха на материках располагаются в низинных частях их. Через горные же районы проходит ложбина, указывающая на малые разности приземного давления на высотах между январем и июлем. Это свидетельствует о том, что вертикальная мощность муссонов ограничивается нижними слоями тропосферы и подтверждается картами топографии изобарических поверхностей, которые показывают, что система циркуляции даже такого устойчивого барического образования, как летняя южноазиатская термическая депрессия, обнаруживается до высоты 3—7 км. Выше этого уровня циклоническая система циркуляции постепенно исчезает и появляется западный перенос, обусловленный разностью температуры экватор—полюс. При этом над центральной частью приземной депрессии располагаются сравнительно высокие значения температуры в тропосфере. Разность

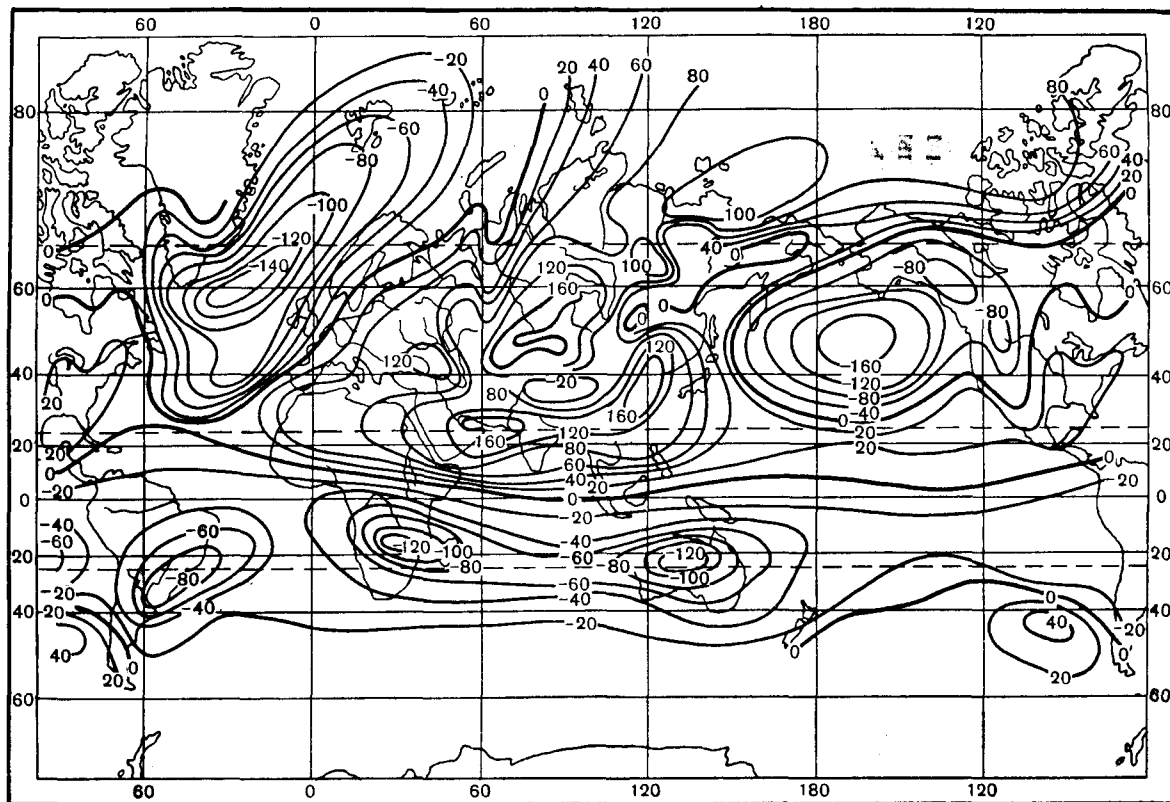


Рис. 107. Сезонное перераспределение масс воздуха. Январь—июль.

приземного давления между январем и июлем в большей степени определяется муссонами.

Муссоны ярко выражены у поверхности земли в тех частях земного шара, где междуширотные градиенты температуры и давления в тропосфере незначительны. В таких районах барические градиенты между материками и океанами от зимы к лету претерпевают существенные изменения и даже меняют знак на противоположный. В зависимости от положения изобар в новом сезоне направление ветра испытывает соответствующее изменение. При резко выраженной муссонности, проявляющейся преимущественно в низких широтах при переходе от зимы к лету и, наоборот, от лета к зиме, ветры меняют направление почти на противоположное. Однако этот поворот может быть и меньше, если на формирование приземного барического поля сезона значительное влияние оказывает цикло- и антициклоническая деятельность.

На рис. 108 приведена карта географического распространения муссонов, составленная С. П. Хромовым [190]. Карта построена на основании разности преобладающих направлений ветра в январе и июле в муссонных областях, в которых угол между преобладающими направлениями ветра для января и июля составлял не менее 120° . Различной штриховкой изображена повторяемость преобладающих направлений ветра обоих месяцев в различных градах.

Нельзя не обратить внимание на расположение зон муссонов и «муссонной тенденции». Они хорошо оконтуривают Евразийский материк с севера, востока и юга, Африку и Североамериканский материк с севера и другие районы, где происходит изменение направления горизонтального градиента температуры между сушей и морем.

Муссоны располагаются вдоль тех районов экваториальной зоны, где происходят наиболее заметные сезонные изменения приземной температуры и давления между сушей и прилегающими океанами. Зональное расположение муссонов в низких широтах определяется сезонными смещениями внутритропической зоны конвергенции, обусловленными сезонным положением максимального притока солнечной радиации. Поэтому, судя по рис. 105 и 106, внутритропическая зона конвергенции, сместившись летом к северу, над южной Азией располагается не на $10-15^\circ \text{N}$, как над Атлантическим и Тихим океанами, а несколько севернее, т. е. над севером Африки, Аравией, севером Индии и югом Китая, где прогревание воздуха летом происходит особенно интенсивно. Этим прогревом обусловлена и южноазиатская летняя депрессия, столь отчетливо выраженная на материке Азии, с ложбиной, направленной в сторону Северной Африки. Здесь нет даже следа субтропических антициклонов, хорошо выраженных над океанами как на средних картах, так и на ежедневных.

Таким образом, перемещение ВЗК и пассатов также связано с сезонными различиями притока тепла и, следовательно, поля давления. Как видим, внешнее различие между пассатами и

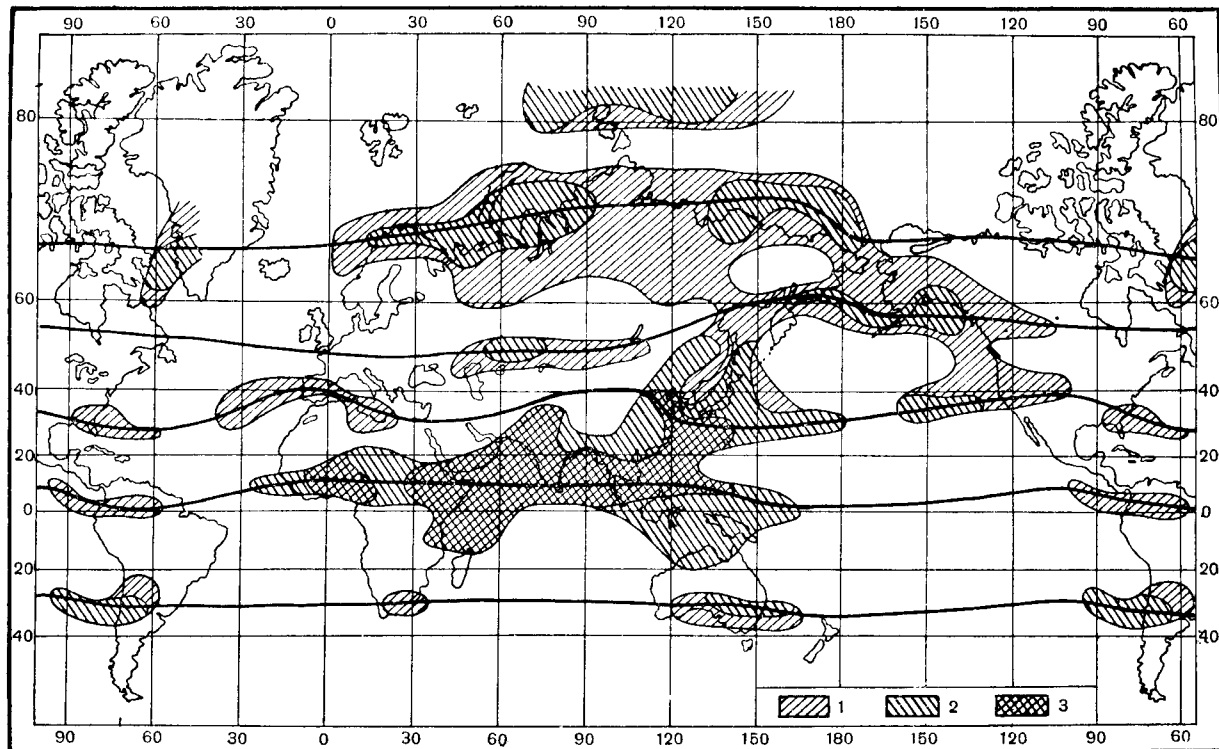


Рис. 108. Повторяемость преобладающих направлений ветра (по С. П. Хромову).

1) $\leq 40\%$, 2) 60% , 3) $> 60\%$. Заштрихованы области, в которых угол между преобладающими направлениями ветра в январе и июле равен $120-180^\circ$.

муссонами практически стирается, поскольку и те и другие ветры определяются структурой поля давления.

Ряд авторов считает, что ВЗК, располагающаяся зимой преимущественно на севере Индийского океана в широтной зоне $5-10^{\circ}\text{S}$, летом перемещается на север Индии. Внешне создается впечатление, что пассаты из южного полушария как бы перемещаются в северное. В действительности, в соответствии с изменениями термического режима подстилающей поверхности давление воздуха над Азиатским материком от зимы к лету постепенно понижается и уже в апреле—мае над Южной Азией создается почти безградиентное поле, где и начинают возникать зоны конвергенции ветра. В летние месяцы с углублением южноазиатской депрессии повторяемость конвергирующих ветров резко возрастает на севере Индии. Однако на севере Индийского океана, вблизи экватора (в зоне сравнительно высоких температур) условия для формирования ВЗК еще сохраняются. В этом районе и наблюдаются, правда, слабые, но конвергирующие ветры. Судя по рис. 106, повторяемость ВЗК здесь нулевая, но они все же возникают. Поэтому одна зона сходимости ветра, по-видимому, лежит в термической ложбине на севере Индии, а другая с меньшей повторяемостью — над океанами между экватором и 10°N , в зоне высоких температур поверхностных вод океана.

На севере Индийского океана (к северу от экватора) в условиях безградиентного поля и мелких циклонических возмущений должны возникать ВЗК. В то же время в зоне наиболее высоких температур на севере Индии, в системе южноазиатской депрессии, почти всегда отмечается конвергенция приземного ветра.

В остальных районах северного полушария условия иные. Над океанами сезонные смещения ВЗК происходят в соответствии с перемещением зоны высоких температур в тропосфере, что легко видеть при сопоставлении сезонного положения ВЗК и карт OT_{1000}^{200} за февраль, апрель, август и ноябрь. То же наблюдается на материках Африки и Южной Америки.

Очевидно, от зимы к лету ВЗК в соответствии со смещением зоны высоких температур поверхностных вод океана перемещается к северу на $5-10^{\circ}$ меридиана и наблюдается над океанами несколько севернее экватора, где непрерывно возникают и исчезают небольшие депрессии. Другая зона сходимости ветра возникает над югом Азиатского материка вследствие прогрева тропосферного воздуха. Судя по картам OT_{1000}^{300} (см. рис. 10 и 11), севернее этой зоны температура воздуха понижается, а следовательно, имеется возможность для частного смещения сюда верхних холодных фронтов. Что же касается ВЗК над океанами, то нет никакого основания для предположения, что в их системе существуют две различные массы воздуха, характерные для обычных атмосферных фронтов.

На осредненных месячных картах давления и ветра не отображаются мелкие циклонические возмущения, которые ежедневно возникают и исчезают над севером Индийского океана. Вместе

с возмущениями образуются и ВЗК, на что указывают полосы облаков (по спутниковым данным) в июле вблизи $3-6^{\circ}$ над Индонезией и Тихим океаном на $5-8^{\circ}$ N [103]. По тем же данным, в переходные сезоны года вблизи экватора часто наблюдаются полосы облачности, связанные с ВЗК. Хотя климатологические фронтальные зоны находятся северным и южным летом на широтах $25-30^{\circ}$ N и около 20° S соответственно, характерная для ВЗК облачность наблюдается вблизи экватора. В работе Л. С. Минниной [103] приведены примеры облачных систем над океаном вблизи экватора, связанные с ВЗК, которые образовались здесь вместе с возникновением области пониженного давления при хорошо выраженной зоне конвергенции ветра на севере Индии.

По-видимому, в зависимости от небольших изменений поля давления на севере Индийского океана к северу и к югу от экватора возникают циклонические возмущения и связанные с ними ВЗК независимо от положения летней климатологической ложбины на севере Индии или на севере Австралии. Эти ВЗК возникают над океаном в области наиболее высоких температур поверхностных вод.

Что касается воздухообмена между полушариями и происхождения воздуха в области летнего муссона на юге Азии, то очевидно, что в случаях возникновения циклонических возмущений и ВЗК муссонными ветрами переносится воздух не из южного полушария, а из районов севернее экватора. Однако в областях сравнительно высокого давления, вблизи экватора, т. е. когда отсутствует ВЗК, очень возможно, что на юг Азии переносится воздух и из южного полушария. Судя по средним многолетним картам ветров, летом все же преобладают ветры, направленные из низких широт южного полушария в сторону Южной Азии.

Заметим, что положение зоны пассатов и ВЗК в известной мере зависит от положения и эволюции субтропических океанических антициклонов. Так, по данным А. Шалавеюса, в случаях усиления азорского антициклона зона пассатных ветров смещается к югу, а в случаях ослабления, наоборот, — к северу. Поэтому возможно, что в отдельных случаях резкого ослабления субтропического антициклона в короткие промежутки времени пассатные ветры даже прекращаются.

Возвращаясь к вопросу о муссонах, следует сказать, что внутрисезонные усиления и ослабления их над Индией зависят от углубления и ослабления, а также территориального перемещения центра южноазиатской летней депрессии. Все эти изменения зависят главным образом от процессов, развивающихся в умеренных широтах. При этом возникают дополнительные центры над Аравией, Ираном, Индией, Южным Китаем в случае значительных меридиональных преобразований деформационных полей тропосферы, сопровождающихся адвекцией холодных масс воздуха с севера на юг и увеличением горизонтальных градиентов температуры и давления к северу от центра этой термической депрессии. Вследствие усиления нестационарности, вызванной адвективно-динами-

ческими причинами (усилением адвекции холода и дивергенции к северу от центра южноазиатской депрессии), происходит изменение атмосферного давления в центральной части депрессии, сопровождающееся перемещением ее центра. Очевидно, что на интенсивность летнего муссона вообще и, в частности, муссона над Индией и востоком Азии влияет циклоническая деятельность, развивающаяся на фоне относительно низкого давления на материках.

Как показывают данные наблюдений, эти частные нарушения, вызванные адвективно-динамическими причинами, мало отражаются на среднем поле давления, обусловленном летом в Азии термическими условиями. Даже в районах частой цикло- и антициклонической деятельности, несмотря на частые нарушения муссонной циркуляции, в ряде районов нетрудно определить среднюю сезонную составляющую ветра.

Вертикальная протяженность муссонов различна в разных географических районах. Летом над Восточной Азией муссонный воздухообмен происходит в слое 0—5 км [164]. Очевидно, при различных синоптических ситуациях вертикальная протяженность муссона может колебаться в широких пределах.

Когда летом над материком располагается высокий и глубокий циклон, основной поток во всей тропосфере бывает направлен с океана на материк. Но вряд ли этот поток можно назвать чисто муссонным, так как независимо от тепловых условий подстилающей поверхности здесь происходит сравнительно кратковременная циркуляция между двумя барическими образованиями. В этих случаях сравнительно малую по величине муссонную составляющую трудно обнаружить. Более того, циклоны и антициклоны могут располагаться на суше и океане таким образом, что направление циркуляции между ними будет обратным сезонному направлению муссона. В таких случаях происходит полное нарушение муссонной циркуляции.

Муссон легко обнаружить при отсутствии активной циклонической деятельности над сушей и водной поверхностью. При существующих разностях температуры отсутствие активной циклонической деятельности является одной из главных причин, по которой на юге, юго-востоке Азии и вообще в низких широтах муссоны отчетливее выражены, чем в средних широтах, хотя природа возникновения их одна и та же.

Если муссон у поверхности земли выражается в виде сезонной смены ветров, то, естественно, они должны были бы найти соответствующее выражение и на высотах. Однако вследствие наличия мощного переноса выделение муссонной составляющей ветра на высотах представляет значительные трудности. И все же значительное втекание воздуха, происходящее в нижних слоях тропосферы в системе южноазиатской депрессии, должно компенсироваться вытеканием масс воздуха в средних и верхних слоях тропосферы.

С муссонной циркуляцией нельзя непосредственно связывать и выпадение осадков, так как наличие или отсутствие осадков при

летнем муссоне не может полностью зависеть от влагосодержания морского воздуха. В сложном процессе облакообразования и выпадения осадков, помимо влагосодержания, участвует и такой немаловажный фактор, как восходящее движение воздуха. Поэтому в тех частях земли, где влажные воздушные течения, направленные с водной поверхности на сушу, вовлекаются в систему циклонической циркуляции или воздушные массы, прогреваясь на суше, становятся неустойчиво стратифицированными, особенно при встрече с горными препятствиями, муссоны обычно сопровождаются выпадением обильных осадков. Но и здесь в периоды уменьшения вертикальных составляющих движения воздуха ослабевают и прекращаются осадки, хотя муссон бывает направлен с моря на сушу [213].

Установлено, что устойчивые юго-западные морские ветры обычно сопровождаются засухой, ибо для выпадения осадков необходима конденсация огромных запасов водяного пара, содержащегося во влажном морском воздухе. Лишь при интенсивной адвекции холода с севера происходит формирование над югом Китая высотной фронтальной зоны и связанной с нею циклонической деятельности. Так как последняя зависит от макроциркуляционных условий, то выпадение осадков происходит временами. С возникновением циклонов происходит усиление воздушного потока с моря и большие массы влажного воздуха вовлекаются в систему циклонической циркуляции.

Таким образом, очевидно, что муссонная циркуляция сопровождается выпадением осадков лишь в те периоды времени, когда существуют условия для конденсации влаги. Если эти условия отсутствуют, то при влажном потоке с моря наблюдается засуха. Можно сказать, что летний муссон лишь содействует выпадению осадков, но не обуславливает его всецело. Поэтому при исследовании муссонной циркуляции необходимо не только определить место ее в системе общей циркуляции атмосферы, но и главное — разработать метод прогноза муссонных осадков.

О западных ветрах в тропосфере низких широт. Зимой в экваториальной зоне и тропиках преобладают восточные ветры. Ниже приведены две карты, заимствованные из работы И. Г. Гутермана [50]. В этой работе приведены и карты поверхности 850 мб, из которых видно, что южнее 20°N направление ветра почти повсеместно восточное. То же наблюдается и на вышележащих поверхностях с той лишь разницей, что с высотой зона восточного направления ветра постепенно переходит к экватору и на 200 мб остается лишь узкая полоса южнее Азии (рис. 109). В то же время западные сильные ветры (субтропические струйные течения) являются характерными для зон $20\text{--}40^{\circ}$ северной и южной широты. Таким образом, в зимние месяцы западные ветры в нижней тропосфере экваториальной зоны отмечаются редко. Для их возникновения нет условий.

Летом положение резко меняется. В соответствии с нагреванием материков и частым возникновением на них циклонов и

депрессий, хорошо выраженных на средних картах, в низких широтах образуются устойчивые области западных ветров. Последние наблюдаются на севере Индийского океана и юге Азии, как и над Западной Африкой. Эта огромная область преобладающего западного ветра в экваториальной зоне с высотой уменьшается: на поверхности 700 мб обнаруживается лишь на юге Азии, а выше

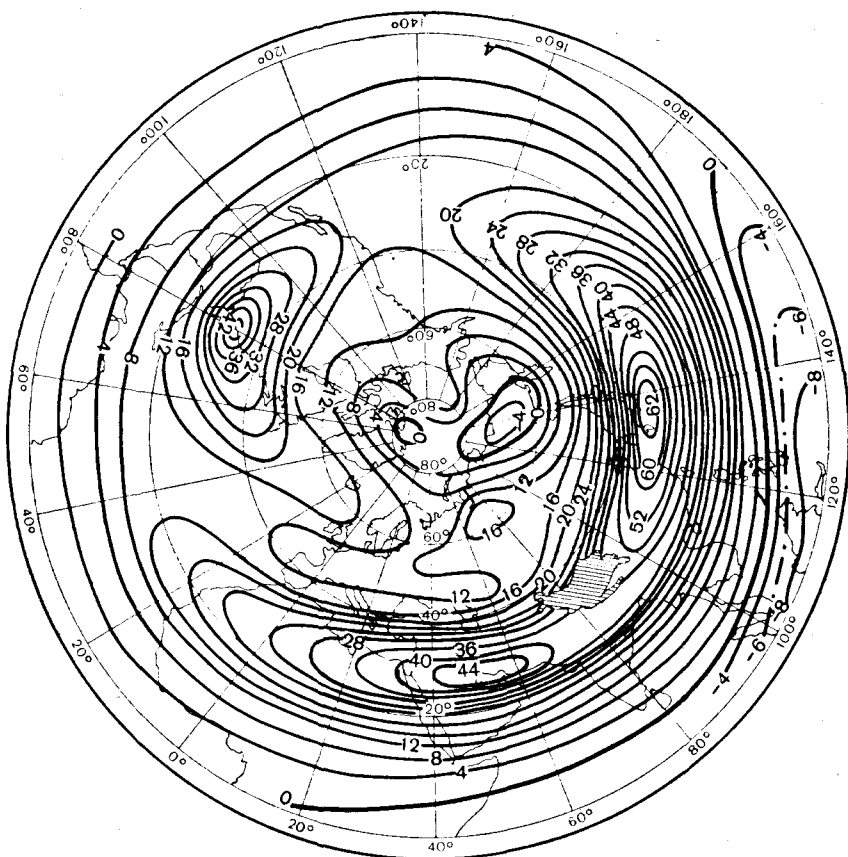


Рис. 109. Скорость и направление ветра на поверхности 200 мб. Январь.

в слое 7—8 км, исчезает совсем. Соответственно уменьшаются и скорости ветра. Если над Аравийским морем и югом Индии средние скорости ветра на поверхности 850 мб достигают 12 м/сек., то на 700 мб они уменьшаются до 8 м/сек., а на 500 мб — до 4 м/сек. Возникновение западных ветров в этой части низких широт обязано формированию южноазиатской летней депрессии на юге Азии. С ослаблением ее с высотой уменьшаются и скорости западного ветра. Во всей остальной части между экваториальной зоной и 20°N отмечаются восточные ветры. Наиболее сильные восточные

ветры в экваториальной зоне возникают на юге Азии и в Африке. На поверхности 200 мб средние скорости его составляют более 22 м/сек. (рис. 110).

Западные ветры внетропических широт к лету ослабевают и основная зона их (субтропические струйные течения) над Евразией и Америкой смещается к северу. Она хорошо выражена на поверхности 200 мб (рис. 110). При этом над Средиземным морем, Кав-

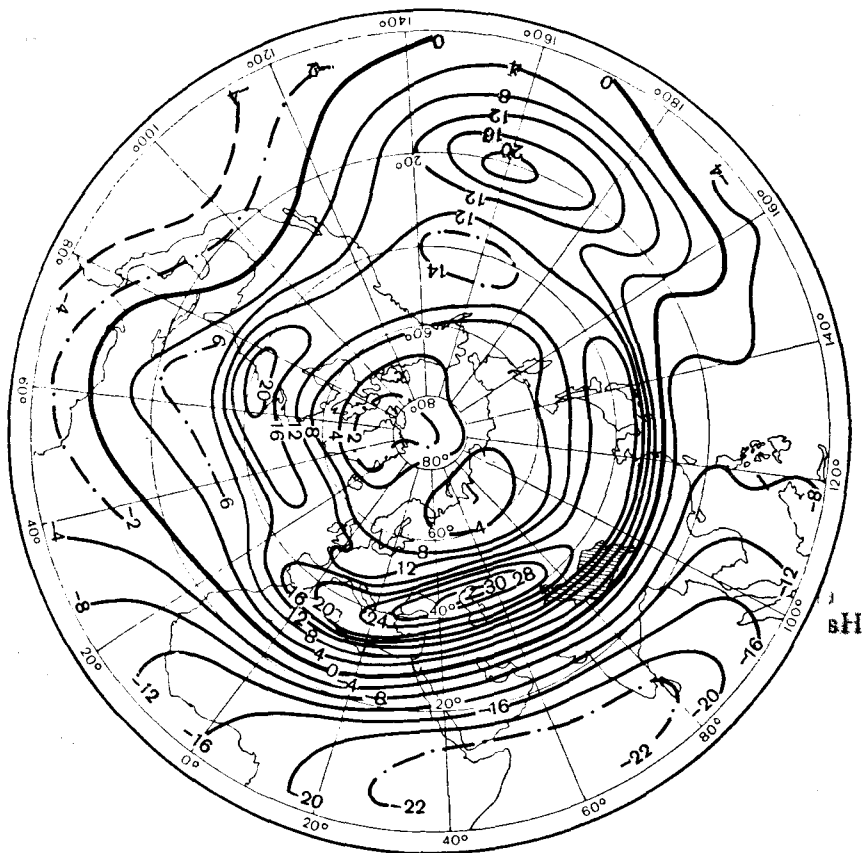


Рис. 110. Скорость и направление ветра на поверхности 200 мб. Июль.

казом и средней Азией выделяется зона наибольших скоростей ветра. Средние скорости здесь достигают 30 м/сек., а на востоке Азии 20 м/сек., что приблизительно в полтора раза меньше, чем зимой над Северной Аравией, и вдвое меньше, чем над Японскими островами.

Таким образом, сезонные особенности ветрового режима над югом Азии и Африкой обусловлены нагревом материков летом, охлаждением их зимой и формированием соответствующего сезонного поля давления. Аналогичные условия существуют и на юге

Северной Америки, однако вследствие малых размеров материка сезонные проявления особенностей ветра ограничиваются небольшим районом и не отражаются на смежной с экваториальной зоной территории.

10.3. Воздухообмен между северным и южным полушариями

Перераспределение масс воздуха на земном шаре происходит непрерывно и в различных масштабах. В результате адвекции и вертикальных движений воздуха, обусловленных нестационарностью процессов, над различными районами земли атмосферное давление подвергается внутрисезонным изменениям. Эти процессы особенно интенсивно протекают в холодное полугодие в умеренных широтах.

Перераспределение масс воздуха носит и сезонный характер. Оно значительно по масштабам, когда осуществляется между материками и океанами в соответствии с их сезонными тепловыми условиями. Грандиозны также перемещения воздуха между полушариями. Величины междуполушарного перетекания воздуха впервые были вычислены Шоу [254]. Им же были вычислены величины отклонения суммарного среднего месячного атмосферного давления над северным полушарием от среднегодового давления и полученные разности были связаны с количеством солнечной радиации.

Шоу рассмотрел годовой ход изменения веса воздуха в биллионах тонн и изменения солнечной радиации в биллионах киловатт часов в день. Сопоставив эти данные, он пришел к выводу, что изменения веса воздуха над северным полушарием, определяющиеся сезонными условиями притока тепла, происходят вследствие переноса его между полушариями.

На основе данных о перераспределении масс воздуха на земном шаре и карт интенсивности цикло- и антициклонической деятельности в работе [9] было получено, что в среднем многолетнем разрезе из полушария в полушарие перебрасывается около $38,7 \cdot 10^{11}$ т воздуха. При этом большая часть его локализуется в районе Евразии, Северной Африки и северной части Индийского океана, т. е. в тех районах земли, где происходят большие межсезонные изменения теплового состояния подстилающей поверхности. Действительно, максимальные разности средней температуры слоя ($\overline{OT}^{\frac{500}{1000}}$) между зимой и летом располагаются над Евразией, Северной Африкой и частично над Северной Америкой. Даже в южном полушарии наибольшие величины разностей приходятся на материк Австралии и Южной Америки. Однако они сравнительно малы вследствие небольших размеров материков, расположенных главным образом севернее 40°S .

Несмотря на внушительность приведенных величин перемещения воздуха между полушариями они составляют лишь около десятой доли процента всей массы атмосферы. В связи с чем этот вопрос, имеющий большое познавательное значение, не привлекает особого внимания исследователей. Возможно, что в отдельные пе-

риоды времени перенос масс воздуха через экватор происходит в больших масштабах. Но еще единичны расчеты величин внутрисезонных изменений веса воздуха. Можно допустить, что с внутрисезонным перетеканием значительных масс воздуха через экваториальную зону связана длительная аномалия циркуляции. Однако этот вопрос еще находится в стадии догадок, ибо трудно сказать, что является причиной и что следствием.

Согласно результатам ряда исследований, в экваториальной зоне происходит междуширотный обмен воздуха. Здесь также происходит адвекция тепла и холода, сопровождающаяся возникновением высотных гребней и ложбин. По расчетам теплового баланса, произведенным Т. Г. Берлянд [10], в экваториальной зоне величины адвекции тепла являются весьма значительными как зимой, так и летом. В высокие широты в течение всего года тепло поступает из тропиков и экваториальной зоны, где всегда имеется избыток энергии, который не затрачивается на месте. В экваториальной зоне избыток тепла увеличивается в связи с обильно выпадающими здесь осадками и уменьшением расхода тепла на радиационное охлаждение атмосферы. Это также находится в согласии с положением, что междуширотный воздухообмен экваториальной зоны с внеэкваториальными широтами осуществляется в больших масштабах, и что экваториальная зона не является непроницаемым поясом, изолирующим северное полушарие от южного.

Перенос массы воздуха через некоторое сечение определяется величиной ρv_1 . При условии, что сечение относится к участку экватора, взятого в вертикальной плоскости, то ρv_1 будет выражать перенос воздуха через этот участок.

Меридиональный перенос воздуха через контур единичной длины можно выразить формулой

$$\int_0^{\infty} \rho v_1 dz = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} v_1 dp,$$

где ρ — плотность, v_1 — меридиональный компонент скорости ветра, g — ускорение силы тяжести, p — давление.

На основании этой формулы Л. И. Литвиненко [92] сделала расчет переноса воздуха через экватор в различных долготных зонах: о. Кантон ($2^\circ 46' S$ и $171^\circ 43' W$), Гуаякиль ($2^\circ 12' S$ и $79^\circ 53' W$), Энтеббе ($0^\circ 03' N$ и $32^\circ 29' E$), Найроби ($1^\circ 18' S$ и $36^\circ 45' E$), Сингапур ($1^\circ 21' N$ и $103^\circ 54' E$), Богота ($04^\circ 38' N$ и $74^\circ 09' W$). Эти станции находятся в экваториальной зоне западного и восточного полушарий. Величины переноса были рассчитаны на поверхностях 850, 700, 500, 300, 200, 150 и 100 мб. Оказалось, что независимо от местоположения станции, преобладающее направление воздушных течений зависит главным образом от времени года. Северной зимой обычно течения через экватор в верхней тропосфере направлены с юга на север, а летом, наоборот, с севера на юг. Однако такой перенос не носит постоянного характера. Он только преобладает. В отдельные дни и даже в течение нескольких суток, перенос

на разных участках экваториальной зоны может быть как с севера на юг, так и с юга на север. Правда, существуют районы с большим преобладанием того или другого направления переноса. Например, согласно расчетам, в январе на поверхности 200 мб почти постоянен северный перенос над западной частью Индийского океана, и южный — над восточной. Зимой южный поток характерен для западной части Экваториальной Африки.

Скорость меридионального переноса в нижней тропосфере экваториальной зоны равна 0—3 м/сек., а в верхней тропосфере — 2—4 м/сек. (иногда 8—10 м/сек.). Однако в нижней тропосфере величина переноса больше, чем на высоте около 12 км. В частности, по тем же данным, в 1961 г. на уровне 1,5 км самая большая величина переноса составила 5065 т/сек., а вблизи уровня 12 км — лишь 3784 т/сек., хотя скорости меридиональных составляющих ветра на высотах были заметно больше, чем на уровне 1,5 км. Объясняется это малой плотностью воздуха на высотах.

Результирующий перенос в январе был направлен из северного полушария в южное, а в июле, наоборот, из южного в северное.

В январе перенос был равен $2,27 \cdot 10^{13}$ т или 0,43% массы атмосферы, а в июле — $1,47 \cdot 10^{13}$ т. Полученные в результате расчета величины весьма приближенны, так как они получены по данным наблюдений всего шести станций экваториальной зоны. Однако, можно допустить, что перенос массы воздуха через экватор в течение месяца в отдельных случаях соизмерим с сезонным переносом ее от зимы к лету.

Приведенная количественная оценка переноса воздуха через экватор определена по результирующему ветру. Если же рассчитать весь воздухообмен, который осуществляется через экватор, то он во много раз больше. По тем же данным, в течение января через экватор пришло около 25% всей массы атмосферы. Однако это не означает, что в соседнее полушарие переходит такая масса воздуха, поскольку потоки массы воздуха на одних высотах и участках компенсируются противоположными течениями на других участках и высотах. Иначе говоря, между полушариями происходит непрерывно и повсеместно активный воздухообмен. Однако несмотря на большие масштабы переноса воздуха через экватор, результирующий сезонный и месячный перенос составляет небольшую величину как от общего воздухообмена между полушариями, так и от общей массы атмосферы. Как влияет действительный перенос воздуха из полушария в полушарие на изменение крупномасштабных атмосферных процессов на земном шаре, покажут будущие исследования.

Трудность вычисления количества перетекающего через экватор воздуха определяется тем, что на воздушные течения через экватор оказывает влияние несколько сил. Среди них и отклоняющая сила вращения Земли, которая в непосредственной близости от экватора мала и не уравнивает градиент давления. Поэтому в экваториальной зоне ветер (направление и скорость) определяется главным образом силой градиента давления. Так как влияние

силы трения у поверхности земли в экваториальной зоне сравнительно больше, чем во внетропических широтах, то здесь она соизмерима с другими факторами. Следовательно, ветер зависит и от силы трения (антитриптический ветер). При анализе условий переноса воздуха через экватор иногда необходимо учитывать также центробежную силу, силу инерции и Кориолиса. Кстати, сила Кориолиса равна нулю на экваторе при горизонтальном переносе, а если он сопровождается вертикальными движениями, то течения воздуха испытывают отклонения при восходящих потоках на запад и нисходящих на восток. Центробежная сила на высотах существенна. Силы инерции сравнимы с отклоняющей силой вращения Земли.

Таким образом, при анализе условий переноса воздуха через экватор приходится учитывать взаимодействие всех сил, что значительно затрудняет вычисление количества воздуха, перетекающего из полушария в полушарие.

10.4. О квазидвухлетней цикличности ветра в стратосфере экваториальной зоны

К интересным явлениям атмосферной циркуляции можно отнести открытую в 50-х годах квазидвухлетнюю цикличность ветра в экваториальной стратосфере на высотах 20—35 км. Как известно, цикличность характеризуется тем, что в течение периода времени, равного приблизительно одному году, ветры в стратосфере имеют восточное направление, а в следующем году — западное. Такое чередование направления ветра сравнительно лучше выражено в узкой зоне между экватором и 8—10° северной и южной широты. Ниже 18—20 км и выше 35—40 км к северу и югу от этой зоны в смене направления ветра в стратосфере цикличность плохо прослеживается. Установлено, что продолжительность цикла может длиться около 20 месяцев и более 30 месяцев, а в среднем 26 месяцев. Поэтому она получила и второе название — «26-месячная цикличность ветра».

Таким образом, в экваториальной зоне шириной 2000 км в нижней и средней стратосфере почти зональный мощный воздушный поток в течение одного года направлен на запад, а в течение другого года — на восток. Это явление очень крупного масштаба и, пожалуй, превосходит все известные цикличности фазных явлений в атмосфере. Поэтому, естественно, что оно сразу привлекло внимание метеорологов многих стран, и уже много исследований посвящено ему.

Среди многочисленных высказываний о причинах квазидвухлетней цикличности ветра можно отметить следующие. Существует мнение, что цикличность тесно связана с изменениями поля температуры. Причиной этих изменений считаются нисходящие движения и повышение температуры непосредственно над экватором. При этом принимается, что ветры в узкой зоне экваториальной стратосферы находятся лишь в приближенном геострофическом

равновесии. Другие считают, что цикличность определяется волновыми движениями, в результате чего тепло распространяется вниз, а источником тепла является ультрафиолетовая радиация, влияющая на слой озона. Интересным можно считать мнение о внешнем воздействии, в частности о солнечной активности, которая сопровождается изменениями ультрафиолетовой радиации, а также колебаниями температуры и ветра в слое озона. При этом уже имеются попытки установить, что цикл солнечных пятен, как и магнитных изменений, равен немногим более двух лет. Если такое влияние действительно существует, то оно, по-видимому, должно распространяться на всю земную стратосферу. Однако в этом случае в экваториальной зоне оно должно проявляться более заметно, поскольку здесь при малых горизонтальных градиентах температуры и давления даже небольшие колебания температуры могут вызвать существенные изменения ветра.

Попытка установить связь между 26-месячным колебанием интенсивности зональной циркуляции в тропосфере умеренной зоны северного полушария и 26-месячным колебанием средней гелиографической широты B солнечных пятен сделана в монографии [208]. Полученные связи позволили заключить, что такие колебания общей циркуляции атмосферы находятся в зависимости от притока солнечной радиации, т. е. от солнечной активности. Однако по мнению автора [208], полученные результаты трудно применить при долгосрочном прогнозировании погоды, так как периоды 26-месячных колебаний ветра сильно изменчивы.

К глобальному явлению можно отнести и обнаруженную в последние годы в верхней стратосфере экваториальной зоны полугодовую цикличность ветра, которая определяется сезонными изменениями глобального поля температуры. Выражается она в том, что в переходные сезоны года в верхней стратосфере экваториальной зоны наблюдаются западные ветры, а зимой и летом — восточные. По мере удаления от экватора амплитуда их также уменьшается. Можно упомянуть и о годовом ходе ветра внеэкваториальной зоны — западном переносе в холодное время года и восточном переносе в теплое. Как видим, для всей стратосферы характерны крупные изменения циркуляции, которые, очевидно, находятся в сложном взаимодействии. При глобальности отмеченных выше особенностей циркуляции в стратосфере должна существовать связь между квазидвухлетней и полугодовой цикличностью циркуляции в экваториальной зоне и процессами внетропических широт. При ее обнаружении, возможно, будет установлена какая-то последовательность между цикличностью и развитием процессов во внетропических широтах, что будет полезно в долгосрочном прогнозировании погоды. Для успешного развития исследований в этом направлении необходимо определить истинную природу цикличности. Однако этому все еще препятствует недостаточность данных ракетного зондирования.

Для установления характера цикличности ветра часто производится осреднение данных о направлении и скорости ветра в эква-

ториальной зоне по месяцам, которые даются графически. Такие графики построены для ряда пунктов, расположенных вблизи экватора.

Наибольшую известность получили графики, выражающие цикличность среднего месячного направления и скорости ветра, построенные по данным радиозондирования на ст. о. Кантон ($2^{\circ}46' S$ и $171^{\circ}43' W$). Последние приведены во многих статьях и монографиях, содержащих сведения о двухлетней цикличности ветра.

На других участках экваториальной зоны цикличность ветра также проявляется. Это видно на приведенных графиках (по средним месячным данным) направления и скорости ветра за 1964—1970 гг. в экваториальной зоне (рис. 111). Из рисунка следует, что на станциях, расположенных в зоне между экватором и 5 — 6° северной и южной широты, цикличность ветра достаточно хорошо выражена.

Обратим внимание на одну деталь. Скорости восточной составляющей ветра везде заметно превышают скорости западной. Кроме того, восточная составляющая направления ветра, как отмечено многими авторами, наблюдается более продолжительное время, чем западная. Очень важно также, что переход восточной составляющей ветра на западную и обратно происходит почти одновременно во всех районах экваториальной зоны. Последний факт дает основание предположить, что цикличность ветра — явление глобального характера.

Подобные графики, построенные по данным радиозондовых подъемов на станциях Сонгла, Кодор и Майюро, расположенных вблизи $7^{\circ} N$ (восточная часть севера Индийского океана и западная часть Тихого океана), показали, что на этой широте за указанные годы также наблюдалась цикличность ветра, хотя и в более слабовыраженной форме. Вместе с тем, на ст. Шерман, находящейся в западном полушарии, на широте около $9^{\circ} N$ по данным ракетных измерений цикличность ветра не всегда легко обнаруживается. Ее трудно обнаружить и на ст. Ассенсьен (о. Вознесения, $8^{\circ} S$). Как видно, цикличность ветра осуществляется в сравнительно узкой экваториальной зоне, где характерны весьма малые горизонтальные градиенты температуры и давления.

Средние месячные карты барической топографии (см. рис. 27—34) не выражают этих важных деталей режима ветра в экваториальной зоне. Это и естественно, поскольку они, как правило, отражают преобладающие особенности режима. Средние месячные карты барической топографии всех поверхностей в тропосфере и нижней стратосфере показывают, что в экваториальной зоне преобладают восточные ветры. Это находится в согласии с данными наблюдений. В действительных условиях повторяемость восточных составляющих ветра в экваториальной зоне больше, чем западных, и к тому же скорости западных ветров меньше скоростей восточных. Можно сказать, что в соответствии с распределением температуры и давления в стратосфере низких широт и прежде всего в экваториальной зоне, естественны восточные составляющие ветра,

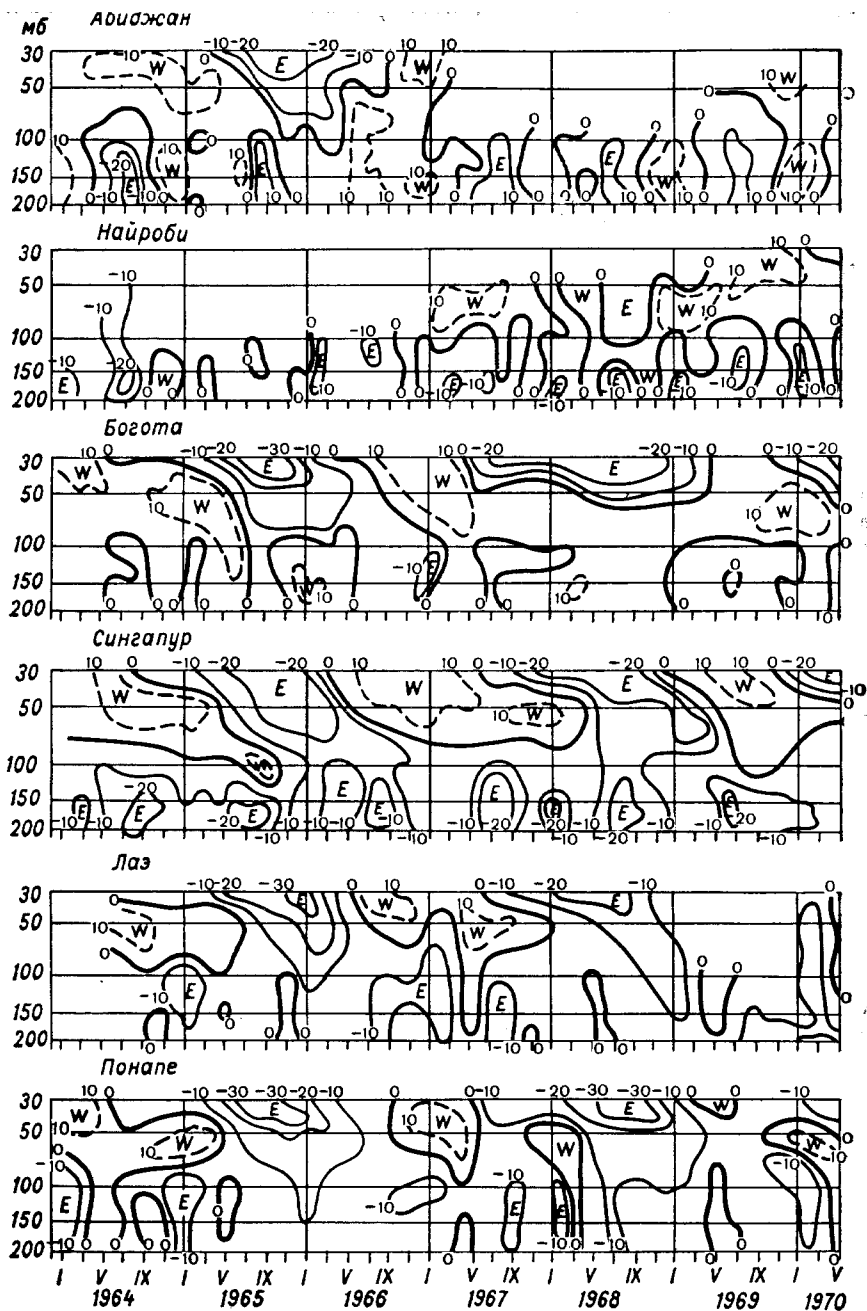


Рис. 111. Временные вертикальные разрезы зональной составляющей ветра в экваториальной зоне (1965—1970 гг.).

а переход их на западное направление является своего рода нарушением основного режима.

Преобладание восточных составляющих ветра в экваториальной зоне получило хорошее отражение и на схемах горизонтальной циркуляции атмосферы (см. гл. одиннадцатую). Почти во все сезоны года восточные ветры абсолютно преобладают в слое между поверхностью земли и высотами 8—10 км, как и выше 20—25 км. Между этими слоями на высотах 10—20 км довольно часты западные ветры, которые, судя по схемам, являются периферией субтропических струйных течений северного или южного полушарий в зависимости от сезона года. Это нашло отражение не только на схемах общей циркуляции атмосферы, но и на средних месячных вертикальных разрезах, построенных вдоль различных меридианов. Естественно, что если на средних разрезах отображается крайняя периферия струйных течений с малыми скоростями западного ветра, то в реальных условиях при больших меридиональных преобразованиях полей температуры и давления происходит большее смещение струи в экваториальную зону и скорости ветра над экватором возрастают. Однако эти западные ветры, по-видимому, не имеют непосредственной связи с западными ветрами в нижней и средней стратосфере. Первые тесно связаны с сезонными смещениями высотной фронтальной зоны и субтропических струйных течений, вторые — составная часть квазидвухлетней цикличности ветра.

В монографии А. Л. Каца [77] приведены интересные данные о повторяемости западного направления ветра со скоростями 30 м/сек. в экваториальной зоне Тихого океана. По этим данным, из общего числа 147 случаев западные ветры, т. е. периферийные ветры субтропических струйных течений северного и южного полушарий, наблюдались в верхней тропосфере в 32% случаев при средних скоростях 38 м/сек., а в стратосфере на средней высоте, равной 29 км, всего в 3% случаев. Наоборот, восточные ветры в верхней тропосфере наблюдались в 3% случаев, а в стратосфере на средней высоте, равной 26 км, — в 62% случаев. Эти результаты показывают, что для верхней тропосферы экваториальной зоны характерны западные ветры, а для средней стратосферы — восточные ветры. Если бы учитывался ветер со скоростями менее 30 м/сек., величины повторяемости соответственно были бы больше.

В работе [77] подсчитана также повторяемость однородного по вертикали воздушного потока восточного направления в тропосфере и стратосфере и определено, что она составляет не более 4—8% случаев. Однако из этого нельзя сделать вывод, что на схемах циркуляции и средних месячных картах барической топографии восточный перенос в тропосфере и стратосфере низких широт получился в результате сглаживания важнейших черт циркуляции.

Справедливо, что при осреднении любых элементов многие интересные детали исчезают. Однако преобладающее явление, как правило, получает отражение на средних картах и графиках. Заметим также, что при построении схем горизонтальной циркуля-

ции, как и средних месячных карт ветра, однородность потоков по вертикали никогда не учитывается. Известно, что подобные схемы и карты строятся путем осреднения скорости и направления ветра и величины геопотенциала на каждом уровне или поверхности отдельно. На полученных таким способом схемах и картах средней месячной и сезонной барической топографии отображено, что в низких широтах преобладающим переносом является восточный.

Что касается вертикальной неоднородности воздушных течений в экваториальной зоне, то, согласно данным наблюдений, система их здесь близка к простейшей трехслойной. Трехслойность или многослойность составляющих ветра в экваториальной зоне указывает на то, что поля температуры и давления в низких широтах имеют сложную структуру, а по изменению направления ветра во времени, можно заключить, что структура эта достаточно изменчива.

Трехслойность, как и большее число слоев изменения направления ветра по высоте, указывает на неоднородность его в экваториальной зоне и на возможность появления здесь восточных и западных составляющих ветра, но не объясняет его цикличности. Так как изменение направления ветра связано с изменением поля давления, то можно схематически изобразить поле давления на любом уровне, а следовательно, и на ряде уровней, соответствующих условиям возникновения западного и восточного ветра в стратосфере экваториальной зоны. Подобные попытки уже существуют [77]. Однако важно, чтобы схемы отражали действительную картину поля давления, особенно при западных ветрах в нижней и средней стратосфере.

Очень важно также определить истинную природу возникновения именно такой структуры поля давления в низких широтах, которой определяется продолжительное существование западного ветра в стратосфере экваториальной зоны.

Данные сети ракетных измерений уже позволяют изучать годовой ход изменений температуры и ветра в разных широтных зонах до высот 60—80 км. Но, к сожалению, в самой экваториальной зоне их еще далеко не достаточно, чтобы можно было сделать правильные выводы о природе квазидвухлетней цикличности. То же относится и к запускам ракет на кораблях погоды, носящих еще эпизодический характер. Вместе с тем многими авторами изучены и описаны некоторые особенности атмосферной циркуляции в экваториальной зоне и в результате сделаны различные выводы. В частности, некоторые авторы считают, что западные ветры возникают в верхней стратосфере и нижней мезосфере и затем распространяются или, как обычно пишут, «опускаются» в нижние слои стратосферы. При этом определено, что западные ветры, зарождаясь в верхних слоях, распространяются вниз со скоростью 1,0—1,5 км за месяц. Судя по известному графику квазидвухлетней цикличности ветра, построенному по данным радиозондирования на ст. о. Кантон, такое распространение сверху вниз как западного, так и восточного ветра происходит довольно четко.

Заметим, однако, что графики квазидвухлетней цикличности часто строят по осредненным по месяцам данным ветра. В результате осреднения и в этом случае исчезают многие интересные особенности. Чтобы более детально изучить характер режима ветра, были построены аналогичные графики для ряда пунктов, в том числе и для о. Кантона, но по ежедневным данным радиоветровых наблюдений (рис. 112).

Построенные по ежедневным наблюдениям графики скорости и направления ветра за шесть лет (1960—1965 гг.) также показали, что квазидвухлетняя цикличность ветра в Кантоне хорошо выражена.

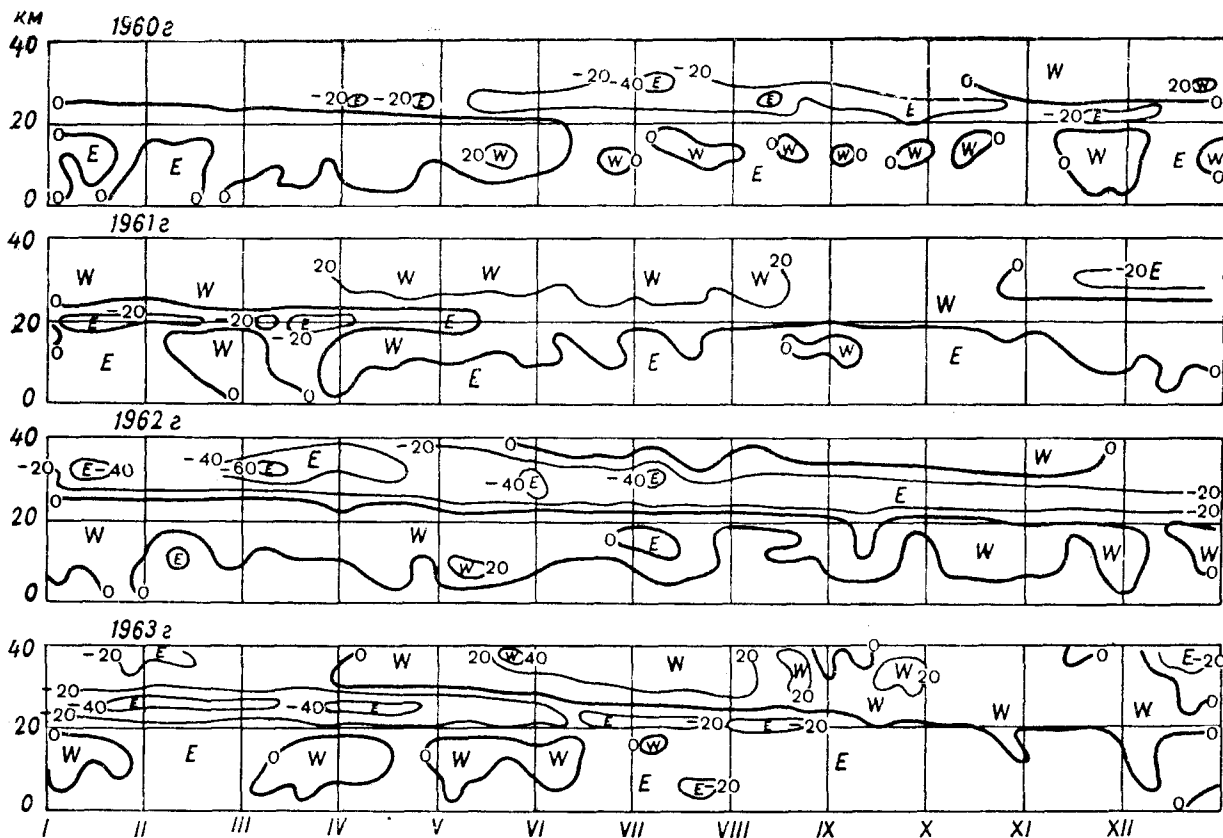
К сожалению, подъемы радиозондов, как правило, ограничивались высотами 25—30 км, поэтому судить о скорости распространения ветра соответствующего направления из более высоких слоев атмосферы не представляется возможным. Что касается средней стратосферы, то, судя по рис. 112, не всегда легко определить распространение ветра того или иного направления сверху вниз, и еще труднее говорить о средних его скоростях. Для сравнения графиков (по Кантону), построенных по среднемесячным и ежедневным данным о ветре, внизу рисунка 132 изображен график зональной составляющей ветра на этой станции, построенный по средним месячным данным [208]. На построенных по ежедневным данным графиках незаметно четкое «опускание» направления ветра из верхних слоев в нижние, как это следует из нижнего графика за те же годы.

Нечеткость распространения одного и того же направления ветра сверху вниз видна и на графиках (рис. 111), построенных по средним месячным данным радиоветровых измерений на ряде экваториальных станций. Если по осредненным данным и видна общая тенденция распространения вниз западных или восточных ветров, то скорости опускания самые различные, отличающиеся от среднего показателя 1,0—1,5 км/месяц.

Не располагая систематическими ракетными измерениями на станциях, расположенных непосредственно вблизи экватора, как сказано выше, были построены графики ветра до высот 60—80 км по ежедневным ракетным данным на двух станциях: Шерман (9° 20' N и 79° 59' W) и Ассенсьен (о. Вознесение, 07° 59' S и 14° 25' W) (см. рис. 77).

Как следует из этих графиков, режим ветра над обоими пунктами достаточно сложный. Цикличность ветра плохо выражена. В слое 20—40 км преобладали восточные составляющие ветра. Выше 40 км в переходные сезоны преобладали западные ветры, а в летние месяцы и частично зимой восточные ветры. Шестимесячный цикл ни в одном году не был выражен четко. Зимой при общем преобладании западных ветров в отдельные месяцы, особенно в декабре, в верхней стратосфере северного полушария появлялись ветры восточного направления.

В октябре и ноябре почти за все годы выше 40 км преобладали западные ветры. То же наблюдалось и в апреле—мае как в



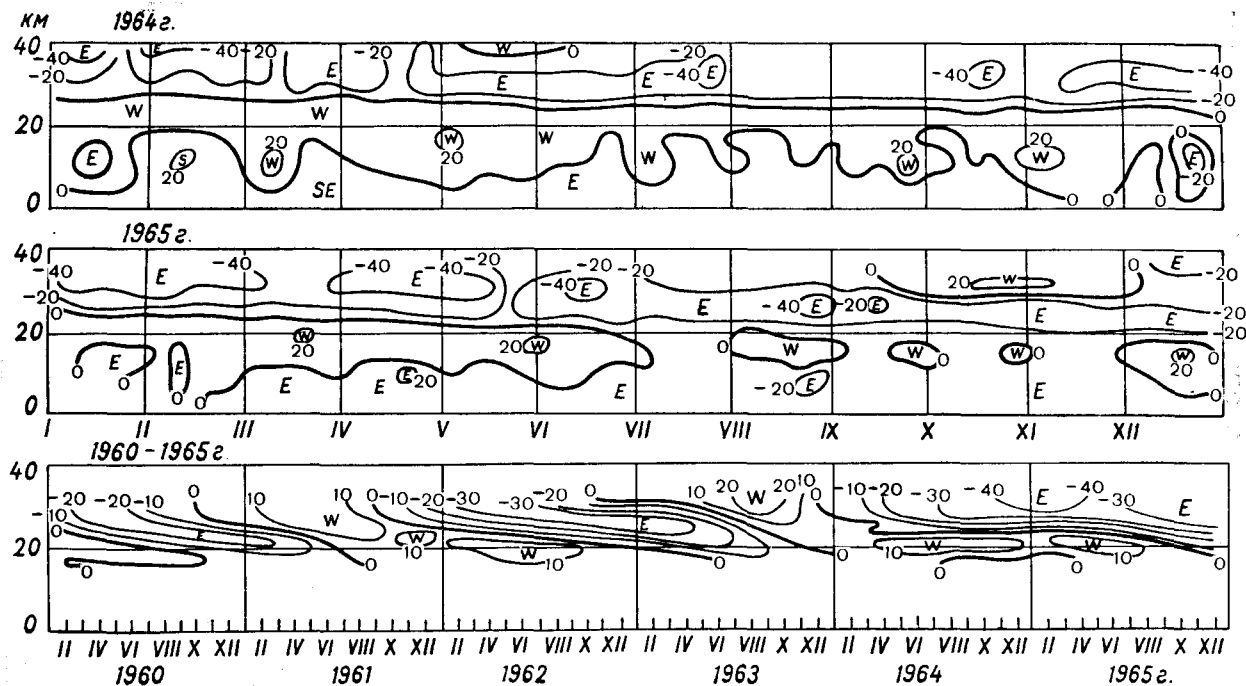


Рис. 112. Временные вертикальные разрезы зональной составляющей ветра по ежедневным и средним месячным данным радиозондирования на о. Кантон (1960—1965 гг.).

Шермане, так и в Ассенсьене, т. е. весной в северном и осенью в южном полушарии. Опускание соответствующих ветров до нижней стратосферы, судя по графикам, осуществляется не столь регулярно. Например, западные ветры, наблюдавшиеся на ст. Шерман в 1968 г. вблизи высоты 50 км, за четыре месяца распространились до уровня 35 км, т. е. со скоростью около 4 км/месяц. Осенью за два месяца западные ветры распространились вниз более чем на 30 км, т. е. со скоростью 15 км/месяц.

Приблизительно с такими же скоростями распространялись вниз и западные ветры на ст. Ассенсьен до уровня 30—35 км, а в 1968 г. даже до уровня 20 км. Однако после этого западные ветры не устанавливались, а исчезали столь же быстро, как и появлялись. Их заменяли ветры восточные.

Заметим также, что западные ветры в верхней стратосфере и нижней мезосфере над ст. Ассенсьен обычно появлялись не в дни весеннего и осеннего равноденствия, а значительно раньше, — в августе и январе — феврале.

Приведенные графики ветра в стратосфере и нижней мезосфере по ракетным измерениям относятся к пунктам, расположенным в отдалении от экватора на 8—9° меридиана. Ракетные измерения, произведенные на Индийской ракетной станции вблизи широты 7°N показали, что распространение ветра сверху вниз здесь также происходит нечетко и с различными скоростями.

Пока книга готовилась к печати, автором была исследована полугодовая цикличность ветра в верхней стратосфере и нижней мезосфере и определена ее природа. Получено, что характерные для зимних и летних месяцев восточные ветры и для переходных сезонов года западные ветры обусловлены не значительными колебаниями температуры на самом экваторе, как предполагали многие исследователи, а сезонными изменениями глобального поля температуры, и особенно в средних и высоких широтах. Автором установлено, что шестимесячная цикличность ветра — такое же периодическое явление, обусловленное сезонными радиационными условиями, как летняя восточная и зимняя западная циркуляция воздуха в стратосфере Земли.

В заключение можно сказать, что метеорологи, изучающие квазидвухлетнюю цикличность, испытывают большой недостаток данных систематических ракетных измерений. Большие планы организации специальных наблюдений предусмотрены программой ПИГАП. Они послужат основой для широких исследований особенностей квазидвухлетней цикличности ветра в целях познания ее природы и установления связей с циркуляцией внетропических широт, необходимых для долгосрочного прогнозирования.

11.1 Характерные черты циркуляции атмосферы зимой

Сложную по многообразию форм и интенсивности циркуляцию атмосферы пытались схематизировать многие исследователи. В предложенных до 40-х годов XX в. схемах большое значение придавалось междуширотному воздухообмену, который изображался замкнутыми или полужамкнутыми вертикальными кольцами циркуляции между смежными широтными зонами. Однако более поздними исследованиями было установлено, что междуширотный воздухообмен осуществляется главным образом горизонтальным переносом воздуха с большими скоростями, сопровождающимися в сотни раз меньшими по величине вертикальными движениями.

С появлением данных аэрологических наблюдений, особенно после открытия струйных течений, было построено много вертикальных разрезов атмосферы, карт температуры и изотак главных изобарических поверхностей вплоть до 10 и 5 мб. Были выявлены характерные сезонные особенности атмосферной циркуляции в различных частях земного шара и изучена структура тропосферных и стратосферных струйных течений. Оказалось, что сезонные показатели преобладающих направлений и скоростей воздушных течений (прежде всего струйных) хорошо отражают характер циркуляции на земном шаре.

Поскольку в системе общей циркуляции атмосферы горизонтальный перенос является главным, то при теоретическом моделировании крупномасштабной циркуляции горизонтальный перенос принимается за основное движение, а вертикальными движениями обычно пренебрегают. Однако несмотря на то, что величины вертикальных движений малы (скорости их на два-три порядка меньше горизонтальных), они играют важную роль в обмене воздуха по вертикали, образовании облаков и осадков и вообще в изменении погоды. Кроме того, вертикальные движения играют большую роль в превращении потенциальной энергии в кинетическую, а также в перераспределении энергии.

Учет вертикальной составляющей атмосферного движения связан с большими трудностями, особенно для представления их на схемах. Поэтому даже на современных схемах глобальной циркуляции обычно изображается лишь преобладающая горизонтальная циркуляция воздуха.

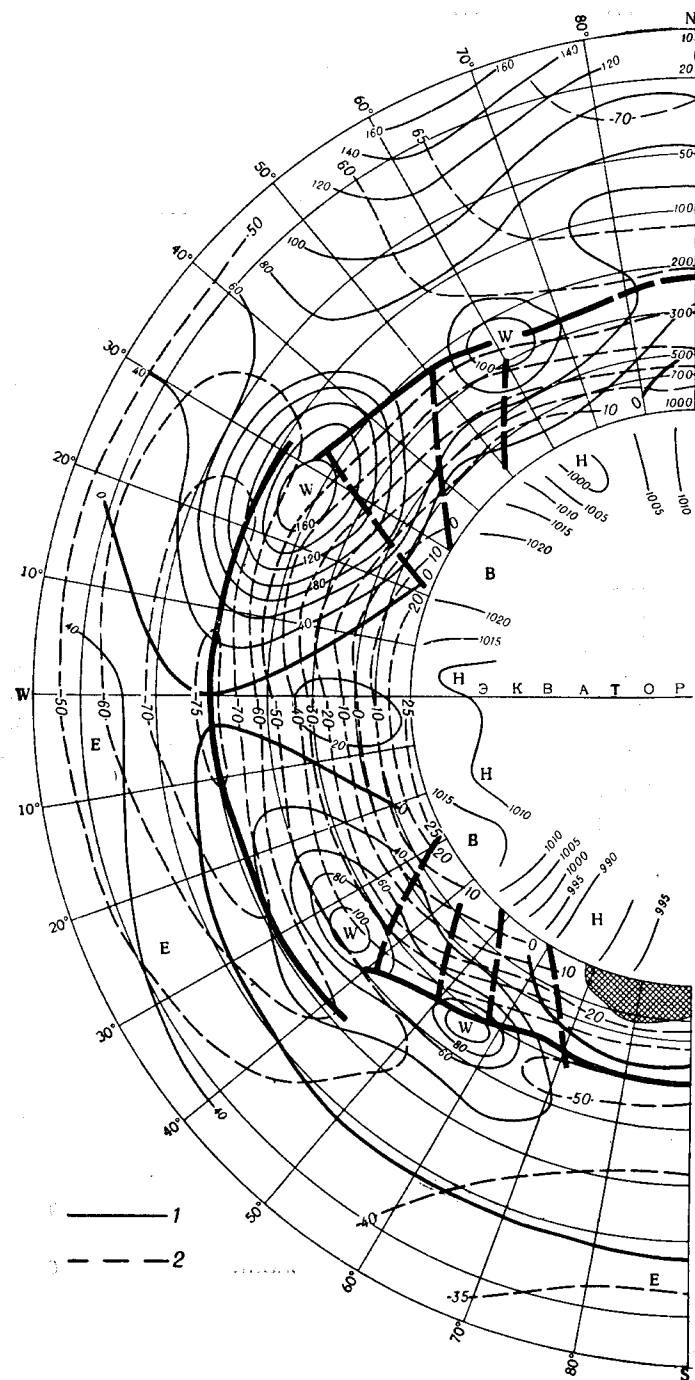
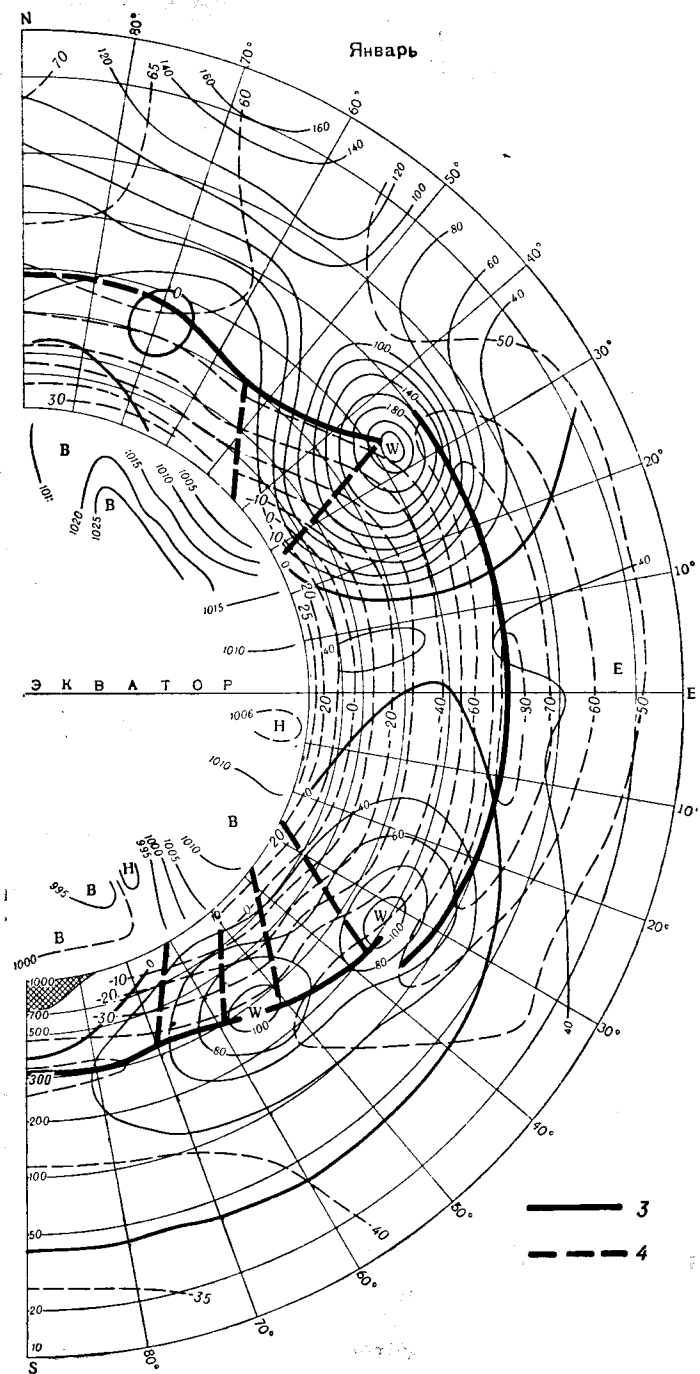


Рис. 113. Схема горизонтальной циркуляции
1 — изотакхи, 2 — изотермы,



воздуха. Декабрь—февраль.
3 — тропопауза, 4 — фронты.

Чтобы изобразить преобладающую атмосферную циркуляцию в глобальном масштабе, были использованы средние меридиональные разрезы атмосферы и карты барической топографии различных изобарических поверхностей (вплоть до 10 мб) и на этой основе построены схемы преобладающей горизонтальной циркуляции. Эти схемы по форме изображений близки к схеме Минца [232], но различны во многих существенных деталях. Чтобы изобразить сезонные особенности циркуляции, была создана не одна, а четыре схемы, призванные характеризовать атмосферную циркуляцию по сезонам года вдоль различных меридианов между северным и южным полюсами.

Известно, что в зависимости от положения материков и океанов, особенно в северном полушарии, в одни и те же сезоны основные черты циркуляции атмосферы на одноименных широтах несколько отличаются в разных долготных зонах. Эти различия в распределении температуры и характере циркуляции между северным и южным полушариями были изображены вдоль двух долготных зон на западе и востоке Евразии, различных по физико-географическим условиям: западная — вдоль 10°W — 20°E , т. е. в целом вдоль восточного побережья Атлантики, восточная — вдоль 140 — 170°E , т. е. вдоль западных районов Тихого океана и северо-востока Азии.

Выбор долгот носит неслучайный характер. В январе горизонтальные температурные контрасты в северном полушарии, например у восточных берегов океанов, заметно меньше, чем вдоль их западных берегов. К тому же и характер преобладающей формы циркуляции различен.

На сезонных схемах в вертикальной плоскости изображены средние месячные изотермы, изотахи, фронты и тропопауза, а на периферии внутреннего круга — средние месячные изобары на уровне моря вдоль линий разрезов. В центре систем изотак буквами изображено преобладающее направление воздушных течений. Январская схема (рис. 113) хорошо выражает особенности зимнего режима температуры и циркуляции в северном полушарии и летнего режима в южном.

Из схемы следует: в районе северного полюса на уровне 25—30 км температура воздуха составляет -70 , -75° , а на тех же высотах над Центральной Антарктидой -30 , -40° . Четко выражены субтропические и внетропические струйные течения. В зимнем полушарии в стратосфере высоких широт заметно возрастают скорости западного переноса с высотой. На уровне 30 км они превышают 160—180 км/час. В то же время в теплом (южном) полушарии выше 20—23 км господствует восточная циркуляция, достигающая в умеренной зоне на уровне 25—30 км скорости, в среднем равной 10—15 м/сек. Хорошо выражены отличительные особенности режима температуры и циркуляции вдоль западных и восточных долгот в северном полушарии.

У западных берегов Африки субтропическое струйное течение слабее, чем на востоке Азии, и расположено на 8 — 10° южнее.

Разность средних максимальных скоростей на оси струй составляет 14—16 м/сек., что объясняется общими географическими различиями. Существенно различны и внетропические струйные течения. В зоне 60° широты на западе хорошо выражено внетропическое западное струйное течение, а над северо-восточной Азией — слабые ветры преобладающего восточного направления.

Сравнительно сильные струи на востоке Азии зимой, как уже говорилось, объясняются большими контрастами температуры, возникающими в этом районе между охлажденными массами воздуха севера Азии и теплым воздухом Тихого океана. Этих условий нет на северо-западе Африки. Здесь усиление струйных течений происходит при меридиональных преобразованиях термобарического поля тропосферы, при которых относительно холодные массы воздуха севера соприкасаются с тропическим воздухом. В соответствии с географическими условиями и сезонным характером термобарического поля (высотный гребень над теплой Атлантикой и холодная ложбина над Европой) циклонические меридиональные преобразования сопровождаются возникновением и блокированием холодного циклона на северо-западе Африки. На его южной периферии на широте около 20° N обычно образуется струйное течение, которое находится в среднем на 8—10° южнее, чем струя на юге Китая и над Японскими островами.

Несмотря на отдельные различия в циркуляции на западе Европы, востоке Азии и на тех же долготах южного полушария, между ними много общего, что легко обнаружить на представленных здесь схемах.

11.2. Основные черты летней циркуляции

В июле (рис. 114) циркуляция в стратосфере резко отличается от январской. В тропосфере северного полушария контрасты температуры и ветры между экватором и полюсом значительно уменьшаются. Ослабевает и интенсивность циркуляции, что выражается в уменьшении скоростей ветра. В стратосфере выше уровня 18—20 км в северном полушарии устанавливаются восточные течения, в южном, наоборот, преобладающим является западный перенос. а контрасты температуры и ветер несколько усиливаются.

Не останавливаясь на отдельных характеристиках преобладающей июльской циркуляции на земном шаре, отметим лишь, что циркуляция атмосферы в северном полушарии в январе носит те же черты, что и циркуляция в июле в южном полушарии. Иначе говоря, характер сезонной циркуляции в обоих полушариях во многом одинаков. Некоторые различия вызваны условиями подстилающей поверхности, о чем было сказано выше. В частности, средние скорости в системе субтропических струйных течений в северном полушарии летом почти вдвое меньше, чем зимой, а в южном полушарии межсезонные различия скоростей малы. То же относится к сезонным перемещениям зон струйных течений вдоль меридиана. В северном полушарии от зимы к лету эти зоны

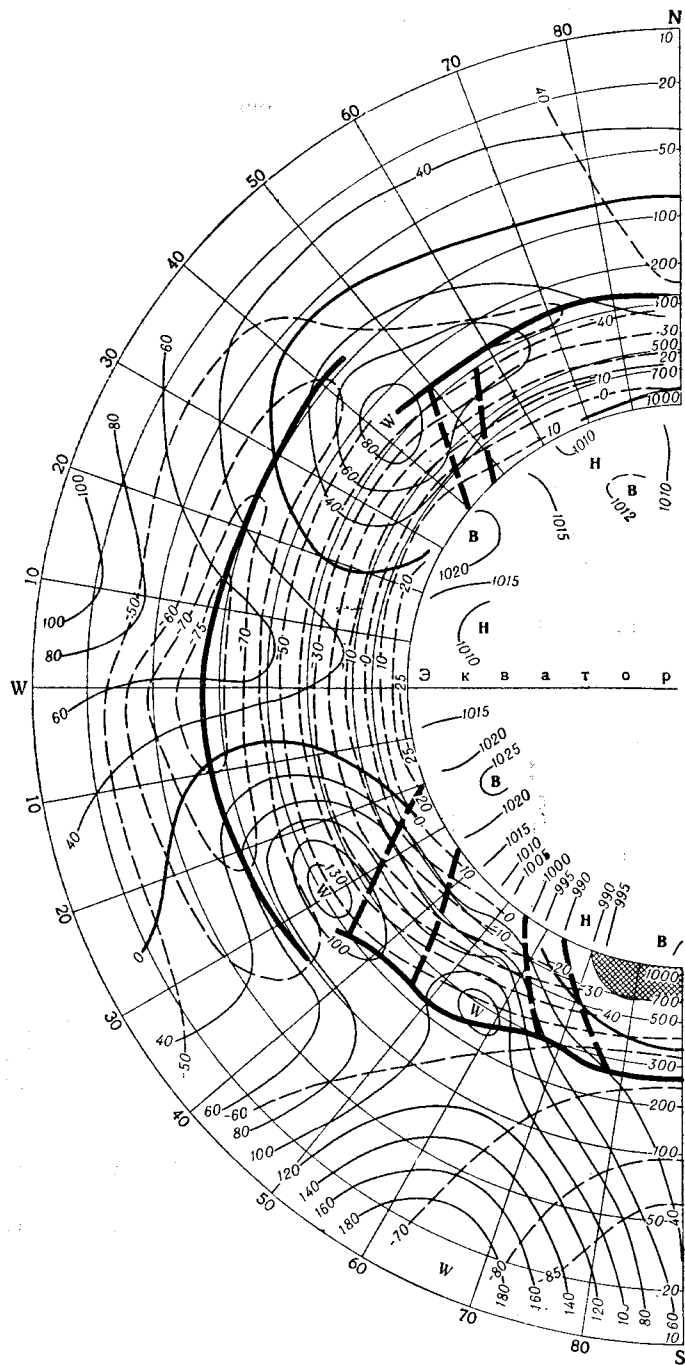
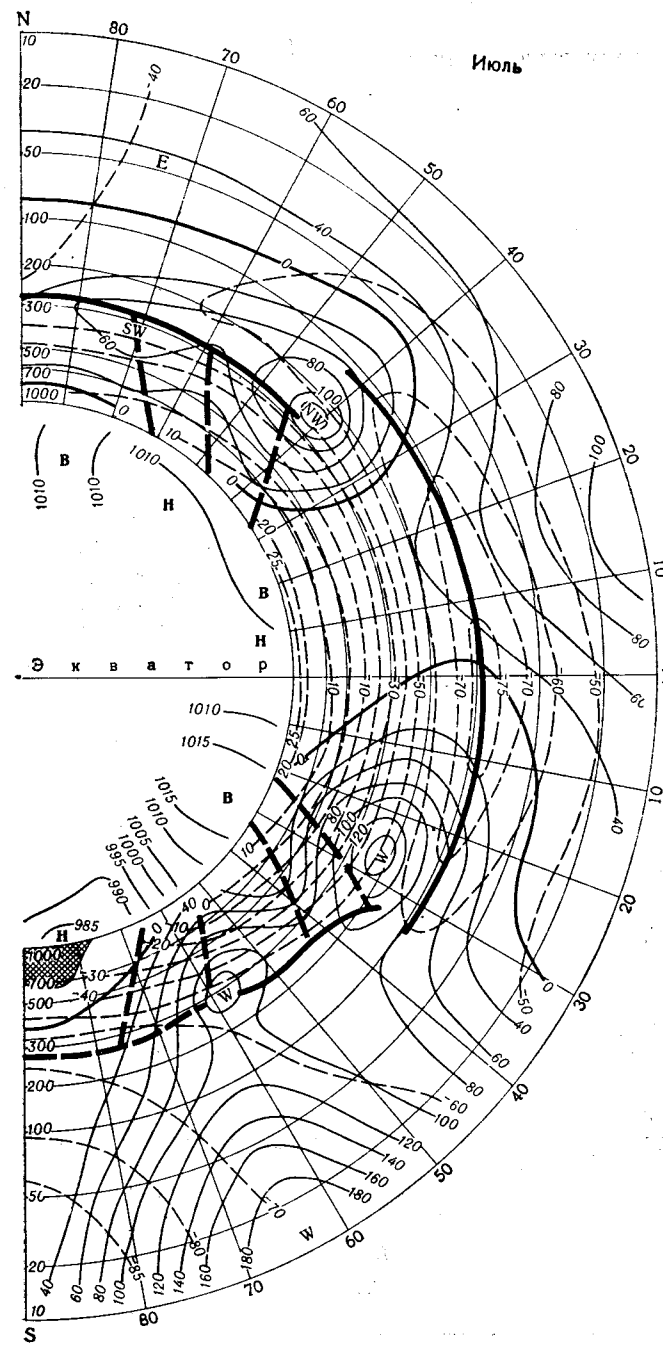


Рис. 114. Схема горизонтальной
Усл. обозначения



циркуляции воздуха. Июнь—август.
см. рис. 113.

смещаются в сторону высоких широт на значительное расстояние. В южном полушарии смещения небольшие, а внетропические струи имеют тенденцию к перемещению в сторону низких широт [137].

В тропосфере обоих полушарий западный перенос преобладает в умеренных широтах, а восточный — в высоких. Вместе с тем купол преобладающего восточного направления ветра ограничен в среднем 3—5 км, а в Антарктике — 6—8 км, причем радиус действия восточного ветра у поверхности земли в южном полушарии заметно больше, чем в северном.

Как уже говорилось, в соответствии с различием условий межширотного воздухообмена в тропосфере и стратосфере Антарктики температура воздуха в холодное полугодие ниже, чем в Арктике, поэтому и скорости воздушных течений на полушарии несколько больше. На высотах 25—30 км средние скорости потоков зимой в Антарктике достигают 50—60 м/сек., а в Арктике — 40—50 м/сек.

Характерным для экваториальной зоны является преобладание ветров восточного направления (пассаты северного и южного полушарий). Во многих районах восточные ветры преобладают на всех высотах и во все сезоны. В низких широтах, особенно в январе — апреле в западной части Африки, вблизи тропопаузы преобладают западные ветры, причем чаще всего южнее экватора. Казалось бы, зимой в северном полушарии (декабрь — февраль), в особенности в экваториальной зоне, должны преобладать западные ветры, а летом в южном полушарии, наоборот, — восточные. В действительности в большей части экваториальной зоны северного полушария восточное направление воздушных течений наблюдается чаще, чем в экваториальной зоне южного. Восточные ветры в декабре — феврале над Тихим океаном распространяются значительно севернее экватора. Даже на широтах 40—50° N в стратосфере преобладают восточные воздушные течения. Такое аномальное положение восточных потоков на высотах определяется устойчивым стратосферным антициклоном на севере Тихого океана.

Таким образом, не только летом, но и зимой между экватором и северным тропиком часто отмечаются восточные ветры. Их повторяемость с высотой уменьшается до тропопаузы, а выше вновь возрастает.

В декабре — феврале севернее 20° N в тропосфере и стратосфере северного полушария преобладает западный перенос. В то же время в южном теплом полушарии выше 20—23 км наблюдается почти устойчивый восточный перенос, охватывающий всю стратосферу. К июлю — августу циркуляция в северном и южном полушариях как бы меняется местами. Для юга характерна западная циркуляция, распространяющаяся почти на всю стратосферу и мезосферу, а на севере выше 18—20 км наблюдается устойчивый восточный перенос.

В нижней тропосфере в отдельных районах даже летом наблюдаются западные ветры. Наиболее ярко это выражено на юге Азии, когда на материке развивается летняя термическая депрес-

сия. В этом случае западные ветры отмечаются в слое между поверхностью земли и высотами 4—6 км. Как частное явление оно не отразилось на приведенных здесь схемах циркуляции. Не получило отражения и различие скоростей восточных течений летом в тропической зоне. Из карт барической топографии поверхностей 300 и 200 мб следует, что над южной частью Азии восточные воздушные течения имеют заметно большие скорости, чем над океанами. Например, на уровне 100 мб в этом районе восточные ветры достигают в среднем скоростей 30—35 м/сек., а над океанами — 10—15 м/сек. Это выразилось и в контрастах температуры между 300—1000 и 100—300 мб. Различие скоростей восточных ветров на юге Азии и океанах, очевидно, можно объяснить различием нагрева воздуха над сушей (южной Азией) и прилегающей водной поверхностью Индийского океана, поскольку поля температуры и ветра в тропосфере определяются прежде всего термическими условиями подстилающей поверхности. Это отразилось на картах повторяемости струйных течений и на картах изотях июля [128]. Все эти детали циркуляции, естественно, не отображены на схемах.

Напомним, что характер циркуляции в низких широтах сложен. И так как горизонтальные градиенты температуры и давления малы, а ветры слабые, то в этой зоне часты изменения направления ветра.

Как следует из карт температуры изобарических поверхностей, в тропической и экваториальной зонах северного полушария распределение температуры в тропосфере существенно отличается. Это видно и из карт OT_{1000}^{300} и OT_{300}^{100} (см. рис. 10 и 19). Летом над южной Азией на обеих картах хорошо выражен градиент относительного геопотенциала, направленный с севера на юг, а над Тихим океаном величина градиента очень мала (см. рис. 11 и 20). В результате такой структуры поля температуры, как было сказано выше, на юге Азии в верхней тропосфере хорошо выражен почти постоянный восточный поток со скоростями свыше 100 км/час., а над Тихим океаном преобладают слабые ветры, направление которых часто изменяется в зависимости от общего характера атмосферной циркуляции во внетропических широтах. Режим ветра над Атлантикой и Центральной Америкой отличен от режима в восточном полушарии, так как на сезонные поля температуры в тропосфере определенное влияние оказывает характер подстилающей поверхности (материки и океаны).

11.3. Циркуляция воздуха в переходные сезоны

Для полноты представлений о циркуляции воздуха рассмотрим схемы циркуляции атмосферы в переходные сезоны (март—май и сентябрь—ноябрь), которые для удобства будем называть апрельскими и октябрьскими.

Весной в северном полушарии по мере освещения полярной области солнцем и нагревания воздуха горизонтальные градиенты

температуры между тропиком и высокими широтами уменьшаются в тропосфере и еще более интенсивно в стратосфере. Соответственно уменьшаются и средние скорости ветра. В нижней стратосфере создается почти безградиентное поле, поэтому скорости западного ветра не возрастают с высотой, как зимой, а испытывают небольшие изменения. В связи с этим наибольшие скорости воздушных течений как в отдельных случаях, так и в среднем наблюдаются в верхней тропосфере.

В южном полушарии, наоборот, с наступлением осени и исчезновением полярного дня воздух в Антарктике охлаждается и наблюдается тенденция к возрастанию горизонтального градиента температуры в тропосфере между высокими и низкими широтами. В стратосфере над Центральной Антарктидой температура по сравнению с январем понижается на $20\text{--}25^\circ$, что приводит к исчезновению температурных контрастов между высокими и средними широтами и ослаблению западных ветров. При этом наибольшие скорости ветра в южном полушарии наблюдаются в тропосфере, а выше тропопаузы они не испытывают существенных изменений.

Условия, определяющие общую циркуляцию атмосферы в сентябре—ноябре, аналогичны. В октябре средние максимальные скорости в системе тропосферных струйных течений в обоих полушариях не превышают $140\text{--}160$ км/час. В стратосфере, как и весной, преобладают западные ветры, однако их средние максимальные скорости различны на севере и юге: $60\text{--}80$ км/час в Арктике, $90\text{--}120$ км/час в Антарктике. Это объясняется сравнительно низкими температурами воздуха над Антарктидой в сравнении с Центральной Арктикой.

С наступлением в Антарктике полярного дня начинается быстрое прогревание воздуха в стратосфере. Слабый междуширотный воздухообмен, определяющийся физико-географическими условиями южного полушария, способствует быстрому изменению зимнего режима температуры над Антарктидой.

Чтобы убедиться, насколько типичны средние вертикальные разрезы атмосферы, были построены два индивидуальных разреза за случайно взятые дни января и июля 1959 г. вдоль указанных выше меридианов [138]. На этих разрезах отразились почти все основные детали циркуляции, отображенные на средних схемах. Различие состоит лишь в интенсивности и в положении внетропических струйных течений, несмотря на то что в эти дни наблюдались аномальные процессы. Как видим, сезонные особенности атмосферной циркуляции накладывают сильный отпечаток на характер повседневной циркуляции в масштабе всего земного шара.

11.4. Недостатки схем общей циркуляции атмосферы

К недостаткам всех приведенных выше схем можно отнести отсутствие показателей вертикальной циркуляции атмосферы и междуширотного воздухообмена. Их изображение на схемах гори-

зонтальной циркуляции связано с большими трудностями. Механизмами междуширотного обмена в реальной атмосфере служат циклоны и антициклоны. В соответствии с их повторяемостью в различных частях земного шара, очевидно, можно выделить районы, где междуширотный обмен происходит интенсивнее и

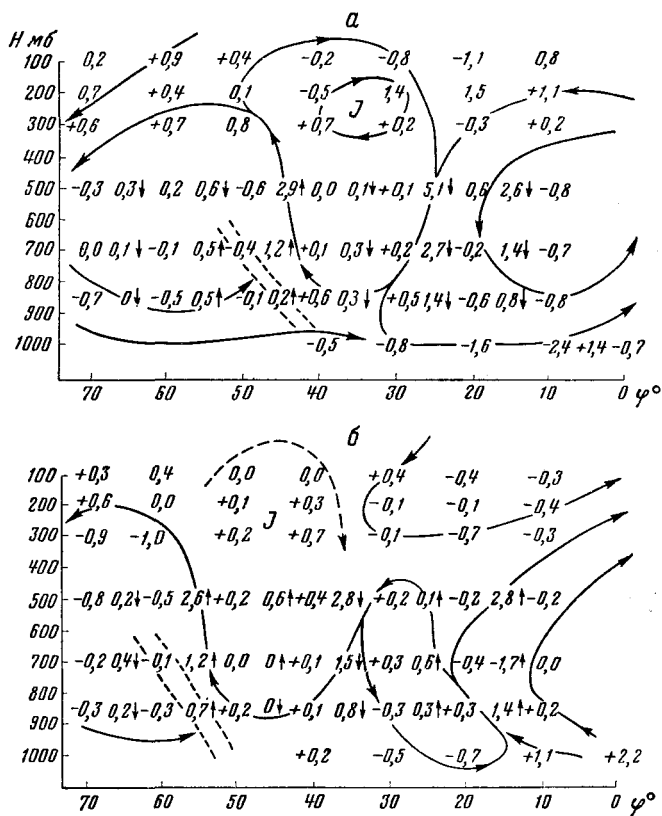


Рис. 115. Средняя меридиональная циркуляция воздуха в зимнее (а) и летнее (б) полугодия 1950 г.

Цифры на широтных кругах — меридиональная циркуляция в м/сек.;
цифры между широтными кругами — вертикальные скорости в м/сек.;
J — среднее положение струйного течения, штриховая линия — среднее положение фронта.

в больших масштабах, чем в других. Особенно это относится к северному полушарию, где вследствие чередования материков и океанов в ряде районов создаются условия для частого возникновения и локализации циклонической и антициклонической циркуляции. По-видимому, некоторые штрихи меридиональной циркуляции можно изобразить и на приведенных здесь схемах.

При изучении вертикальных движений также необходимо учитывать повторяемость движущихся барических образований и то

лишь в пределах тропосферы и нижней стратосферы, так как о вертикальных движениях воздуха в верхней стратосфере и мезосфере известно очень мало. Схемы вертикальной и меридиональной циркуляции атмосферы, предложенные некоторыми авторами, дают лишь общее представление об этих составляющих планетарной циркуляции атмосферы.

На рис. 115 приведена схема преобладающей вертикальной циркуляции зимой и летом 1950 г. [65]. На схеме хорошо выражены три ячейки вертикальной циркуляции в низких и высоких широтах и обратная циркуляция в средних. Нисходящие движения воздуха зимой наблюдаются главным образом между широтами 20 и 30°, т. е. в зоне субтропического антициклона. Летом эта зона смещается к северу на 10°. Восходящие движения совпадают со средним положением фронтов и зоной наибольшей повторяемости циклонических вихрей.

Следует заметить, что крупномасштабные вертикальные движения наиболее ярко отмечаются в системе развивающихся циклонов и антициклонов, а повторяемость их не одинакова вдоль широтных зон. Например, повторяемость циклонов зимой резко различна в районе Исландии и Сибири или летом над Средней Азией и соответствующими широтами океанов. Поэтому приведенная на рис. 115 средняя меридиональная циркуляция может быть отнесена лишь к определенным меридианам. Кроме того, изображенные здесь вертикальные движения воздуха выше тропопаузы являются весьма приближенными, так как еще нет надежных методов расчета этих движений в стратосфере.

Атмосферные процессы в низких широтах еще мало исследованы. Режим температуры и циркуляции, в том числе и двухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере, должен быть тщательно изучен, чтобы было основание для прогностических выводов.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

12.1. Введение

В первых главах уже говорилось, что макроциркуляционные процессы исследуются и гидродинамическими методами и что в последние десятилетия уже получены существенные результаты. В настоящей главе изложены некоторые вопросы гидродинамической теории общей циркуляции атмосферы, которые позволят представить современные методы исследования планетарных атмосферных процессов.

Сам термин «планетарный» показывает, что подразумеваются процессы или явления, соизмеримые с характерным масштабом планеты, за который естественно принять радиус земли $r_0 = 6,37 \times 10^6$ м. Можно сразу дать грубую оценку порядка характерного времени для процессов планетарного масштаба, т. е. масштаба $(5-7) \cdot 10^6$ м, если привлечь какие-либо параметры, характеризующие свойства самой атмосферы, например среднюю скорость воздушных частиц \bar{v} . Согласно данным Лоренца [229], $\bar{v} = 17$ м/сек. (для тропосферы, где сосредоточено свыше 90% всей массы атмосферы). Время, необходимое для того, чтобы «пройти» путь, сопоставимый с размерами планетарного масштаба ($\approx 6 \cdot 10^6$ м) составит

$$t_0 = \frac{6 \cdot 10^6}{17} = 4,10^5 \text{ сек.} \approx 5 \text{ суток.}$$

Такое же значение можно получить из других соображений. Поступающая энергия от солнца тратится на поддержание движения. Если бы «подкачка» энергии прекратилась, то энергия движения постепенно диссипировалась бы. При этом скорость диссипации энергии ε существенно зависит от свойств среды. Со времен Брента среднее значение ε (средненное по всему земному шару) принимается равным $5 \cdot 10^{-4}$ м²/сек. Из ε и r_0 составляется комбинация, имеющая размерность времени

$$t_0 = \sqrt[3]{\frac{r_0^2}{\varepsilon}} = \sqrt[3]{\frac{4 \cdot 10^{13}}{5 \cdot 10^{-4}}} \text{ сек.} \approx 4,3 \cdot 10^5 \text{ сек.} \approx 5 \text{ суток.}$$

Эта величина определяет характерный порядок временного интервала t , при котором можно заметить изменения в изучаемом

процессе планетарного масштаба. При $t \ll t_0$ две «фотографии» одного и того же процесса будут практически неотличимы; при $t \gg t_0$, как правило, характеристики процесса существенно меняются.

Под гидродинамической теорией общей циркуляции атмосферы обычно подразумевают теоретические концепции и методы, выдвинутые для объяснения и описания пространственно-временной ее структуры. Если в течение длительного периода основным содержанием этой теории было применение положений и выводов динамической метеорологии для изучения и объяснения отдельных сторон крупномасштабных процессов, то за последние два-три десятилетия главным направлением стало создание теории, которая могла бы дать количественное описание формирования и эволюции атмосферных процессов планетарного масштаба.

12.2. Методика исследований. Роль «численных экспериментов» по общей циркуляции атмосферы. Теория климатического распределения метеорологических элементов

Анализ данных фактических наблюдений позволяет обнаружить ряд особенностей в строении атмосферы и установить важные закономерности. Однако нельзя ограничиться изучением эмпирических данных. Отчасти это объясняется и тем, что не все необходимые величины непосредственно измеряются. Поэтому большое значение имеют теоретические исследования и, особенно, так называемые численные эксперименты.

Какой же смысл вкладывается в понятие «численный эксперимент»?

Назовем физико-математической (теоретической) моделью явления или процесса совокупность уравнений с граничными и начальными условиями, описывающих изучаемую физическую систему с той или иной степенью приближения. В понятие модели неотъемлемой частью входят также метод и алгоритм численного решения рассматриваемых уравнений. Необходимость специально оговаривать это обстоятельство объясняется тем, что при численном решении обычно приходится заменять непрерывные поля метеорологических элементов совокупностью значений в дискретных точках. Такая замена вносит определенные искажения и поэтому, чтобы судить о близости рассматриваемой физической системы и ее модели, нужно ясно представлять способ численной реализации последней.

Теоретическая модель может включать ряд «внешних параметров», характеризующих изучаемое явление. Эти параметры могут отражать, например, астрономическую сторону явления (угловая скорость вращения Земли, величина притока тепла от Солнца и др.), свойства воздушной оболочки и подстилающей поверхности (альbedo, коэффициент турбулентного перемешивания, коэффициенты поглощения радиации и др.) и т. д. В некоторых случаях необходимо параметризовать также некоторые физические эффекты, непосредственно моделью не описываемые.

Численным экспериментом по изучению данной физической системы можно назвать численное решение, полученное для выбранной ее теоретической модели.

Варьируя как саму модель, так и внешние параметры и начальные условия и сопоставляя результаты эксперимента с данными наблюдений, оказывается возможным проверить правильность привлекаемых физических гипотез, установить точность используемых уравнений, выяснить роль разных факторов в изучаемом явлении и дать количественное объяснение формирования процесса. Поэтому в известной степени численные эксперименты заменяют эксперименты натурные.

Из сказанного ясно, что метод численных экспериментов играет важную роль в метеорологических исследованиях. В сущности, этот метод давно уже применяется в динамической метеорологии. Однако широкое и эффективное осуществление численных экспериментов стало возможным после появления быстродействующих ЭВМ.

В начальный период изучения атмосферной циркуляции внимание исследователей было привлечено к задачам о климатическом распределении метеорологических полей: важно было понять и научиться математически описывать формирование того фона, на котором развиваются атмосферные макропроцессы. Начало систематических исследований в этом направлении можно отнести к 30-м годам XX в., когда были выполнены фундаментальные работы Н. Е. Кочина [85, 86].

Н. Е. Кочин применил при изучении общей циркуляции атмосферы методы теории пограничного слоя. Основной вывод, полученный Кочиным, заключался в том, что тропосферу следует считать планетарным пограничным слоем. В результате проведенных оценок он упростил уравнения движения и получил возможность найти поле скоростей для зональной циркуляции и зональное давление в предположении, что известны поле температуры во всем пространстве и приземное давление. Исследования Кочина получили дальнейшее развитие в работах ряда авторов (А. А. Дороницын, В. И. Извеков, М. Е. Швец и многие другие).

Исследованию незонального поля давления посвящена работа Е. Н. Блиновой [14]. Отправляясь от линеаризованного уравнения вихря, она рассчитала стационарное незональное поле давления на среднем уровне атмосферы. При этом поле температуры на упомянутом уровне предполагалось известным. Позднее Блиновой было получено решение для пространственного случая, позволяющее по известному распределению температуры в атмосфере рассчитать стационарное незональное поле давления на любом уровне, в частности на уровне моря.

В работе [14] показана возможность расчета стационарного распределения давления и поля течений по известному полю температуры. Однако для полного решения задачи нужно, очевидно, не считать распределение температуры известным, а находить его также теоретическим путем.

Первые попытки получить теоретическим путем распределение температуры в атмосфере были связаны с использованием предположения о лучистом равновесии (Гольд, Эмден, Гульберт, Миланкович, Кузнецов и др.). Результаты в этом случае сравнительно близки к наблюдаемым величинам. Однако рассчитанные вертикальные градиенты температуры значительно превышают фактические — этот недостаток присущ всем исследованиям, исходящим из условия лучистого равновесия и не учитывающим движение воздуха и атмосферную турбулентность. Рассчитанное распределение зональной температуры по меридиану показало также завышенные значения для экваториальной области и заниженные — для полярной.

Более полная постановка (учитывается как турбулентный, так и радиационный перенос тепла) была предложена И. А. Кибелем [81]. Сравнение результатов с фактическими данными показало хорошее согласование, были получены характерные для тропосферы вертикальные градиенты температуры и инверсия в приземном слое.

Решение Кибеля было обобщено Е. Н. Блиновой [13]. Она дополнила уравнение притока тепла слагаемым, описывающим эффект горизонтального перемешивания, и рассчитала среднегодовое распределение зональной температуры по высоте и меридиану в северном полушарии. Различие распределения температуры в северном и южном полушарии было получено на основе этой же модели С. А. Машковым [95]. Был выполнен ряд исследований, касающихся годового хода зональных полей температуры и ветра (Блинова, Марчук, Машкович и др.).

В упомянутых выше исследованиях для описания радиационных процессов использовалась модель «серой» атмосферы, описывающей лучистый теплообмен весьма приближенно. Поэтому одним из направлений усовершенствования теории формирования термического поля явилось уточнение учета радиационных процессов. Так, Л. Р. Ракиповой [152] теоретическая модель была усовершенствована путем учета селективности поглощения и диффузионности распространения радиации, а также путем введения зависимости от географической широты плотности вещества, поглощающего радиацию, и привлечения затрат тепла на испарение и конденсацию.

В результате перечисленных исследований была подготовлена основа для постановки задачи об одновременном нахождении температуры, давления и ветра, т. е. о совместном решении уравнений движения и притока тепла.

Модель такого стационарного незонального распределения температуры и поля течений была предложена Е. Н. Блиновой. При этом решались совместно линеаризированные уравнения вихря скорости, притока тепла и уравнения переноса «серой» радиации. Движение полагалось квазисоленоидальным, вертикальные токи отсутствовали. Позже эта модель была обобщена на слу-

чай периодического процесса (решение задачи о годовом ходе температуры и функции тока).

Цикл исследований по теории формирования климатических полей метеоэлементов позволил накопить опыт использования и решения уравнений гидро- и термодинамики в целях динамической метеорологии. Особенно важным результатом представляется разработка методики учета радиационных процессов в атмосфере.

Описанные выше исследования ограничивались рассмотрением стационарных или периодических процессов в атмосфере. Однако очень важным аспектом теории общей циркуляции атмосферы является изучение нестационарных крупномасштабных процессов. Следует отметить, что рассмотрение нестационарных процессов в атмосфере существенно обליжает исследования по теории общей циркуляции с собственно прогностическими исследованиями.

Ниже мы остановимся лишь на некоторых аспектах изучения нестационарных атмосферных процессов планетарного масштаба. Один из этих аспектов — исследование взаимосвязи процессов различного пространственного и временного масштаба. Здесь важное место занимает изучение взаимодействия длинных волн, особенно нелинейное взаимодействие этих волн с зональной циркуляцией. Будут также рассмотрены некоторые вопросы взаимодействия атмосферы с неоднородной подстилающей поверхностью и роль облачных массивов в динамике крупномасштабных атмосферных процессов. Наконец, будут кратко изложены некоторые сведения о применении нестационарных моделей для «воспроизведения» общей циркуляции атмосферы.

12.3. Значение и место исследований взаимодействия процессов различных пространственных и временных масштабов в теории общей циркуляции атмосферы

При изучении общей циркуляции атмосферы приходится иметь дело с процессами чрезвычайно широкого диапазона. Все эти явления, начиная от локальных движений воздуха и турбулентности и кончая атмосферными макропроцессами, взаимосвязаны и в той или иной мере взаимодействуют. Однако описать весь спектр с одинаковой степенью детализации и реализовать соответствующую задачу на современных ЭВМ практически невозможно. Да и вряд ли в этом есть необходимость, так как роль различных факторов в формировании крупномасштабных атмосферных процессов существенно разная; способы и точность учета отдельных воздействий также должны быть соответственно разными. Поэтому при формулировке модели общей циркуляции атмосферы представляется чрезвычайно важным изучение «чувствительности» крупномасштабных процессов к изменению различных факторов, выяснение реакции этих процессов на действие отдельных механизмов.

Ответ на подобные вопросы позволит установить, какие действующие факторы следует учитывать, как и с какой степенью

детализации этот учет нужно осуществлять. Из сказанного следует, что одна из серьезных проблем теории общей циркуляции атмосферы заключается в изучении взаимодействия процессов различных временных и пространственных масштабов.

В качестве иллюстрации можно указать на некоторые типы взаимодействия, подлежащие изучению. Например, при решении задачи о крупномасштабных атмосферных процессах очень трудно включить кучевую конвекцию и другие явления этого масштаба в качестве составной части в суммарную циркуляцию. Поэтому необходимо изыскать иные способы учета мелкомасштабных явлений, в частности, путем подходящей их параметризации. Такой вопрос может быть решен при тщательном исследовании взаимодействия указанных разномасштабных процессов.

Другим примером может служить взаимодействие атмосферных макропроцессов северного и южного полушарий Земли. Пока еще неясно, каково характерное время такого взаимодействия. Между тем, если продолжительность интересующих нас процессов мала по сравнению с характерным временем указанного взаимодействия, то задачи для северного и южного полушарий можно решать порознь, а это значительно облегчит реализацию решения на ЭВМ.

В случае же когда длительность изучаемых циркуляционных процессов сравнима с временем взаимодействия атмосферы обоих полушарий, важно знать, как именно такое взаимодействие происходит, в чем оно проявляется и с какой степенью подробности его следует учитывать.

Изучение взаимодействия атмосферных объектов разных размеров важно и из других соображений: неточное описание такого взаимодействия может дать качественно измененную картину рассматриваемого явления. Так, например, в некоторых работах по гидродинамическому долгосрочному прогнозу на первых порах либо совсем не учитывалось взаимодействие длинных волн, либо оно учитывалось частично. Результатом оказалось возникновение неустойчивости движения. Однако в последующих работах было показано, что при учете нелинейного взаимодействия потеря устойчивости не обнаруживается и возникает автоколебательный процесс.

12.4. Динамика длинных волн

Волнообразный характер поля изогипс на картах барической топографии может быть интерпретирован как результат наложения волновых возмущений на зональное движение. С позиций гидродинамики подобные волны относятся к типу длинных, ибо их горизонтальная протяженность (измеряемая тысячами километров) во много раз превосходит вертикальные размеры.

Исследование длинных волн занимает центральное место в изучении крупномасштабных атмосферных процессов. Это неудивительно: развитие таких волн сопровождается значительными пре-

образованиями энергии, переносом тепла и т. п. С эволюцией длинных волн связаны, по-видимому, периодические смены типов циркуляции и циклы индекса зональной циркуляции.

Наиболее подробно и обстоятельно длинные волны изучены в рамках линейной постановки задачи (Блинова, Галин, Гаурвиц, Го, Добрышман, Марчук, Машкович, Монин, Россби, Чарни и др.). Здесь был получен ряд результатов, среди которых можно отметить следующие:

1. Теоретическим путем найдены скорости перемещения волн, в основном согласующиеся с наблюдаемыми. Так, в баротропной атмосфере при $\alpha = \text{const}$ (это означает, что атмосфера вращается вокруг Земли как «твердое тело») все волны перемещаются вдоль кругов широт со скоростями

$$\sigma_n^m = \left[\frac{2\omega}{n(n+1)} - \alpha \right] m.$$

Здесь ω — угловая скорость вращения Земли, а n и m — целые числа, характеризующие горизонтальные размеры волны. Именно, параметр m показывает, сколько раз данная волна «укладывается» вдоль круга широты, а разность $1/2 (n - m)$ определяет, сколько раз между экватором и полюсом обращается в нуль амплитуда волны. При этом всегда $n > m$. Формула для σ показывает, что при коротких волнах (n велико) первое слагаемое становится меньше второго и $\sigma < 0$. Это означает, что короткие волны перемещаются с запада на восток со скоростью несколько меньше, чем скорость западного переноса. При заданной величине α волны определенного размера могут сказаться стационарными ($\sigma = 0$, т. е. первое слагаемое в формуле для σ уравнивается вторым). Наконец, очень длинные волны могут смещаться на запад. Все волны перемещаются с неизменной амплитудой (нейтральные возмущения); энергия волны остается постоянной во времени. Формулы данного типа весьма широко использовались для количественного прогноза перемещения ложбин и гребней.

Для бароклинной атмосферы соответствующие формулы более сложны, скорость волны здесь зависит, в частности, от горизонтального и вертикального сдвигов ветра в зональном потоке.

2. Изучена устойчивость длинных волн. В большинстве случаев наиболее длинные и короткие волны оказываются устойчивыми, а область неустойчивости охватывает волны промежуточных размеров. Максимальная неустойчивость отмечается у возмущений с волновыми числами, близкими к 6.

3. Установлено, что неустойчивость может возникать при определенных типах меридионального распределения скорости основного зонального потока. Именно, когда основное течение отличается от случая твердого вращения (в котором скорость потока пропорциональна косинусу географической широты), происходит обмен энергией между основным потоком и возмущениями; при этом движение может стать неустойчивым.

4. При наличии вертикального сдвига ветра в основном потоке также происходит обмен энергией между возмущениями и зональным течением. В этом случае при определенных величинах вертикального сдвига ветра возникает неустойчивость.

5. Понижение уровня тропопаузы повышает устойчивость движения. В случае безразличной стратификации неустойчивость проявляется сильнее, чем при обычных значениях вертикального градиента температуры.

6. Исследована зависимость характера развития возмущения от его вертикальной структуры в начальный момент. Возмущения, амплитуда и фаза которых в начальный момент времени одинаковы на всех уровнях, оказываются неустойчивыми и быстро трансформируются. Амплитуда возмущения в верхних и нижних слоях тропосферы интенсивно увеличивается, тогда как в средней тропосфере происходит слабое убывание амплитуды. Ось барического образования, располагавшаяся первоначально по вертикали, приобретает наклон на запад в верхней половине тропосферы и на восток — в нижней. Обнаружены определенные различия в развитии возмущений, первоначально локализованных в разных слоях атмосферы. Так, распространение возмущения в выше расположенные слои происходит интенсивнее, чем в нижние. Барическое образование, возникшее в результате развития возмущения в нижнем слое, характеризуется наклоном оси на запад в нижних слоях тропосферы и на восток — в верхних. Для возмущений, зарождающихся в верхней и средней тропосфере, получается противоположная картина.

7. Рассмотрено формирование длинных волн орографического происхождения, даны оценки их интенсивности и географическое положение.

Результаты исследования длинных волн в рамках линейной задачи были эффективно использованы при построении линейных схем долгосрочного прогноза.

Вместе с тем в теории длинных волн имеется много неясностей и ряд результатов линейной теории не согласуется с эмпирическими данными. Можно упомянуть следующие расхождения.

1. В рамках линейной теории получены разумные значения скоростей длинных волн весьма широкого диапазона. Однако здесь имеются по крайней мере два противоречия. Первое заключается в том, что в линейной задаче скорости волн зависят существенно от меридионального волнового числа, тогда как эмпирические исследования не обнаружили подобной связи. Второе заключается в описании поведения наиболее длинных волн (будем для сокращения записи называть их ультрадлинными волнами, подразумевая при этом возмущения с широтными волновыми числами 1 и 2). Эмпирически установлено, что такие волны колеблются относительно некоторого среднего положения. Смещение волны на запад и восток относительно этого положения составляет около $1/4$ длины волны; при этом значительно изменяется и амплитуда волны. Период колебания составляет около одного месяца.

Однако поведение этих волн описывается теоретическими схемами неверно: расчеты обычно демонстрируют поступательные движения волны на запад. Объяснение этого обстоятельства может заключаться в том, что ультрадлинные волны порождаются такими факторами, как термическая неоднородность земли, крупные горные массивы и т. п. Действие же этих факторов не учитывалось системой уравнений, использованной в ряде ранних исследований. Попытки корректировать поведение этих волн при прогнозе путем их простой стабилизации (в соответствии с влиянием стационарных возмущающих сил) не решили вопроса. Причина кроется, видимо, в том, что процессы взаимодействия здесь более сложные: ультрадлинные волны генерируются и поддерживаются указанными факторами и вместе с тем интенсивно взаимодействуют с зональной циркуляцией и циклоническими образованиями.

2. Линейная теория указывает на возможность возникновения неустойчивости при определенных величинах вертикального и горизонтального сдвига ветра. Однако обнаружить проявление такой неустойчивости по данным наблюдений оказалось затруднительным. Возможно, что в результате нелинейных взаимодействий происходит перестройка метеорологических полей и неустойчивость гасится.

Исследование этих вопросов является одной из важных очередных задач. Нужно установить, в какой мере остаются в силе результаты линейной теории при рассмотрении нелинейных крупномасштабных атмосферных процессов, проявляется ли неустойчивость движения и в случае нелинейной задачи; а также каким образом видоизменяется характер движения благодаря нелинейным эффектам.

Частично ответ на подобные вопросы был дан в ряде исследований, выполненных в последнее десятилетие. Так, Лоренц [228] рассматривал нелинейное взаимодействие основного течения и его возмущения. Постановка задачи была весьма упрощенной: изучалось взаимодействие основного потока с одиночной волной в баротропной атмосфере над «плоской» землей; принималось, что во времени изменяется лишь интенсивность зонального потока, тогда как меридиональный профиль его скорости остается неизменным; такое же предположение было сделано относительно амплитуды возмущения и т. п. Лоренц получил некоторые отличия от решения для линейного варианта. В частности, он указал на возможность возникновения «цикла индекса циркуляции».

С. А. Машкович [100] изучал нелинейное взаимодействие зональной циркуляции и одиночной длинной волны в баротропной атмосфере над сферической землей. При этом не накладывались ограничения на характер изменений во времени интенсивности и меридионального распределения как зональной скорости, так и возмущения. Численные эксперименты, проведенные для случая возмущения с волновым числом $m=5$, показали, что имеют место качественные отличия от решения линейной задачи. Потеря устойчивости, которую при данном наборе параметров обнаруживает

линейное решение, при учете нелинейных эффектов не проявляется: возникает автоколебательный процесс с периодом около 5—7 суток. В работе [100] была предложена также бароклинная модель для изучения взаимодействия длинных волн и зональной циркуляции. На основе этой работы была реализована четырехуровневая модель атмосферы (С. М. Шарина). Результаты расчетов также продемонстрировали, что при учете нелинейных эффектов неустойчивость не возникает и формируются автоколебания длинных волн и зональной циркуляции. Анализ преобразований энергии, происходящих при этих колебаниях, показал следующее. Если в линейном варианте кинетическая энергия зонального потока все время переходит в кинетическую энергию волны, что может привести к потере устойчивости, то в нелинейном случае направление перехода энергии периодически изменяется.

Е. Н. Блинова [15] получила аналитическое решение для двухуровневой квазисоленоидальной модели атмосферы. Как известно, для такой модели задача сводится к отысканию двух функций (ψ^* и ψ^{**}), определяемых равенствами

$$\psi^* = 0,5 (\psi_1 + \psi_2), \quad \psi^{**} = 0,5 (\psi_1 - \psi_2),$$

где ψ_1 и ψ_2 — функция тока верхнего и нижнего уровней соответственно. Рассматривается случай, когда на зональный поток наложена одна волна:

$$\psi^* = -\alpha(t) a^2 \cos \theta + [H(t) \cos m\lambda + H'(t) \sin m\lambda] P_n^m(\cos \theta),$$

$$\psi^{**} = -\delta(t) a^2 \cos \theta + [h(t) \cos m\lambda + h'(t) \sin m\lambda] P_n^m(\cos \theta).$$

Здесь и далее обозначено: P_n^m — присоединенный полином Лежандра, t — время, θ и λ — географические широта и долгота, ζ — вертикальная координата, a — радиус Земли.

Задача сводится к определению шести неизвестных функций времени ($H, h, H', h', \alpha, \delta$) из шести нелинейных обыкновенных дифференциальных уравнений. Решение получено в аналитическом виде с помощью эллиптических интегралов 1-го и 3-го рода. Оказалось, что в рассматриваемой постановке задачи $\alpha = \text{const}$. Однако, в отличие от полностью линеаризованной задачи, в которой разность δ индексов циркуляции рассматриваемых уровней не зависит от времени, здесь δ изменяется со временем. Именно, величина δ колеблется, максимальные и минимальные значения δ могут быть определены из алгебраического уравнения четвертой степени, коэффициенты которого зависят от начальных данных и от волновых чисел m и n .

Итак, согласно изложенным выше результатам, нелинейное взаимодействие одиночной длинной волны с зональным потоком порождает периодический процесс. Однако в постановках задачи был сделан ряд существенных ограничений. Так, Лоренцом и Блиновой было принято, что скорость основного течения, а также амплитуда и фаза волны изменяются со временем, однако их меридио-

нальные профили неизменны. Отметим, попутно, что точное решение было получено лишь для вполне определенных, указанных выше меридиональных профилей и неясно, будет ли сохраняться колебательный процесс при других типах этих профилей. Во всяком случае ясно, что при отличии зонального течения от «твердого вращения» в силу нелинейности процесса должны возникать побочные волны, которые могут видоизменить эволюцию процесса.

Для ответа на подобные вопросы С. А. Машкович и И. Г. Вейль [29] провели численные эксперименты с более общей физической моделью. Рассматривалось квазисоленоидальное движение над сферической землей для двух моделей атмосферы: баротропной и бароклинной (четырёхуровневой). Решение нелинейных уравнений искалось с использованием спектрального метода. Функция тока ψ представлялась рядом по сферическим функциям:

$$\psi = \sum_{m=0}^M \sum_{n=m+1}^N [A_n^m(t, \zeta) \cos m\lambda + B_n^m(t, \zeta) \sin m\lambda] P_n^m(0),$$

причем в расчетах участвовали все члены ряда с $M = 10$, $N = 10 + m$. Основные результаты экспериментов следующие.

1. Если в баротропной атмосфере в начальный момент на зональную циркуляцию, отличающуюся от «твердого вращения», наложена одиночная волна, то в результате нелинейного взаимодействия возникает автоколебательный процесс. Характер этого процесса и, в частности, период колебания зависят от размеров волны и исходного профиля зональной скорости. В рассмотренных случаях периоды колебания находились в пределах от 9 до 18 суток. При численном интегрировании на срок до месяца периодический характер движения четко проявлялся в течение всего интервала времени и явление баротропной неустойчивости не отмечалось.

2. В бароклинной атмосфере взаимодействие волны и зонального потока также приводит к колебательному процессу. Колебания прослеживаются в течение первых двух недель, но затем периодичность нарушается.

3. Хотя в начальный момент на зональный поток накладывалась одна волна, в силу нелинейности процесса наряду с этой одиночной волной возникают возмущения с волновыми числами, кратными исходному. В бароклинной атмосфере развитие этих волн, происходящее вначале сравнительно медленно, спустя 10—15 суток быстро интенсифицируется и их роль в формировании процесса становится существенной. В тех случаях, когда вначале четко проявляется колебательный характер движения, он скоро нарушается под влиянием «побочных» волн. Упомянутый промежуток времени заметно сокращается в том случае, когда исходное волновое число близко к 6, а также, если в начальный момент заданы две волны. Эти результаты иллюстрируют известную ограниченность выводов, полученных с помощью описанных выше аналитических решений.

Поведение наиболее длинных (ультрадлинных) волн в атмосфере изучал Г. П. Курбаткин [88], предполагавший, что возмущение, возникшее под воздействием стационарного (климатического) источника, усиливается в результате взаимодействия с волнами других масштабов. В итоге это возмущение отличается от стационарного решения задачи. Для изучения его эволюции нужно решать нестационарную задачу при наличии стационарной возбуждающей силы с учетом в качестве начального условия указанного возмущения. Анализ результатов показал, что изучаемая в этой модели ультрадлинная нестационарная волна может существовать тогда, когда ее амплитуда превышает амплитуду соответствующего стационарного решения, но не достигает двухкратной величины последней. Расчеты показывают, что наиболее реальные результаты получаются при амплитуде ультрадлинной волны, близкой и удвоенной амплитуде стационарного возмущения.

Удалось получить колебание волны относительно ее среднего положения, похожее на наблюдаемое: она медленно движется на запад и, когда смещение относительно среднего положения достигает примерно четверти ее длины, происходит очень быстрое перемещение волны на восток, примерно на половину ее длины. Затем возобновляется медленное движение на запад. Период таких колебаний равен примерно двум неделям.

Сказанное позволяет сделать вывод о том, что дальнейший прогресс в изучении длинных волн можно ожидать при решении задач о нелинейном взаимодействии возмущений различных пространственных и временных масштабов с учетом действия неадиабатических факторов (процессы теплообмена и влагообмена).

12.5. Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. Регулирующая роль облачности

Хорошо известно, что при изучении процессов большой продолжительности важно учитывать крупномасштабное взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. При таком взаимодействии существенная роль должна принадлежать океану, обладающему большой тепловой инерцией. Другим важным фактором является поле облачности. Влияние возникновения и эволюции облачных систем проявляется, с одной стороны, вследствие процессов конденсации и испарения, с другой — вследствие изменения режима радиационного и турбулентного теплообмена.

Количественно роль изменяющегося во времени поля облачности в развитии атмосферных макропроцессов исследована пока еще недостаточно. Обычно использовались средние многолетние данные о распределении облачности, так, например, поступали при решении упоминавшихся выше задач теории климата. Лишь в последнее время были предприняты попытки включить облачные эффекты в нестационарные модели общей циркуляции атмосферы. Попытки эти в большинстве случаев ограничивались учетом кон-

денсации в облачных системах. Несомненно, что не менее важно при рассмотрении процессов большой продолжительности учитывать изменения радиационного режима в результате преобразований поля облачности. Благодаря экранирующему действию облачности может существенно варьировать приток солнечной энергии к земной поверхности, изменяются также потоки длинноволновой радиации и т. п.

По А. С. Монину [105], облачность является «регулятором с обратной связью», ибо ее поле определяется теми же крупномасштабными процессами, на эволюцию которых она эффективно влияет. Регулирующее действие облачности, согласно А. С. Монину, можно упрощенно описать следующим образом. Пусть в некоторый момент времени в море имеется повышенное количество тепла. Море будет усиленно нагревать атмосферу, в ней интенсифицируются восходящие движения и образуется повышенное количество облаков. Такая облачность создает увеличенную экранировку солнечной радиации, в результате чего появится аномалия притока солнечного тепла. Море, получающее теперь меньше тепла, охладится и начнет охлаждать атмосферу, восходящие движения воздуха ослабнут и облачность начнет таять. При пониженном же количестве облаков море вновь начнет прогреваться, восстановятся условия, с которых процесс начинался, и картина будет повторяться. Изложенная здесь концепция указывает на возможность возникновения автоколебаний в атмосфере благодаря наличию облачности. Описанная схема в некоторой степени подтверждается результатами теоретических исследований. Так, Б. Л. Гаврилин и А. С. Монин [37] предложили теоретическую модель, в которой одновременно учитываются облачные эффекты и взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. При этом принималось, что земля сплошь покрыта океаном. Важным новшеством является учет изменений во времени притока тепла от Солнца, обусловленных облачностью, которые принимаются пропорциональными аномалиям количества облаков. В свою очередь количество облаков взято пропорциональным вертикальной скорости на изобарической поверхности 850 мб. Отправным является линеаризованное уравнение для эволюции потенциального вихря. Учитывается турбулентная теплопроводность по горизонтали, притоки тепла за счет конденсации и радиации. Аномалии радиационного притока тепла (отклонение от стандартного распределения) принимаются пропорциональными аномалиям температуры при безоблачном небе и равным нулю в облаке, где учитывается приток тепла от конденсации. Распределение температуры в океане определяется из обычного уравнения теплопроводности. Решение задачи при соответствующих граничных условиях обнаруживает долгопериодические колебания. Для волн разных размеров период изменяется от одного до пяти месяцев. Таким образом, при рассмотренном типе долговременного взаимодействия океана и атмосферы можно ожидать появления колебаний с периодом в несколько месяцев.

В вышеупомянутой модели учитывались облачные эффекты и взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью в предположении, что последняя однородна (океан). Однако очевидно, что наличие облачности сказывается в рассматриваемых явлениях по-разному в зависимости от того, над каким типом поверхности эта облачность находится. Так, экранирование солнечной радиации облачностью приведет к различным результатам над морем и над сушей. Следовательно, при изучении регулирующей роли облачности желательнее учесть различие свойств подстилающей поверхности.

Этот вопрос был рассмотрен С. А. Машковичем [98], исследовавшим эволюцию зональной циркуляции и температуры при изменяющейся во времени облачности над сферической землей с реальным распределением материков и океанов. Для определения зональной температуры воздуха использовалось уравнение притока тепла, учитывающее горизонтальную и вертикальную турбулентную теплопроводность и радиационный теплообмен. Температура в почве и океане находилась из уравнения теплопроводности.

В одном из вариантов постановки задачи количество облаков определялось из статистического соотношения по оператору Лапласа от функции тока, в другом — использовались фактические ежедневные данные об облачности. Результаты расчетов продемонстрировали возникновение колебаний зональной циркуляции с периодом от нескольких суток до десятков дней.

Выше говорилось об одном из регуляторов с обратной связью — облачности. Вероятно, облачность — не единственный регулятор такого типа. В качестве примера можно указать морские течения дрейфового происхождения. Эти течения возникают под действием ветра и, следовательно, зависят от циркуляции атмосферы. Вместе с тем они переносят тепло и влияют на распределение в пространстве и времени потоков тепла из океана в атмосферу, а значит, и на энергетику общей циркуляции атмосферы. Однако, по-видимому, облачность является более быстродействующим и более эффективным регулятором.

12.6. Численные эксперименты с помощью нестационарных моделей для «воспроизведения» общей циркуляции атмосферы

В последние 15 лет весьма широко распространились исследования, основанные на интегрировании нестационарных моделей атмосферы при фиктивных начальных условиях. Цель этих исследований заключалась в выяснении, как будет развиваться процесс при определенном рода неестественном исходном состоянии атмосферы; какое движение возникает в этом случае; будет ли возникающая циркуляция напоминать то, что мы наблюдаем в природе; будет ли эта циркуляция напоминать общую циркуляцию атмосферы с ее характерными чертами; возникнут ли барические образования, напоминающие реальные циклоны и антициклоны, с их типичными размерами, интенсивностью, сроками жизни; как будут

происходить преобразования энергии и насколько рассчитанные величины будут близки к эмпирическим данным; будет ли рассчитанная циркуляция обладать статистическим режимом, сходным с наблюдаемым в атмосфере. Иными словами, такие эксперименты должны показать, можно ли воспроизвести основные черты общей циркуляции атмосферы, отправляясь от более или менее произвольного ее начального состояния. В качестве более далеко идущей цели этих экспериментов можно выдвинуть вопрос о том, удастся ли перейти от такого воспроизведения общей циркуляции к прогнозу реальной циркуляции в определенный период времени. Для ответа на этот вопрос нужно, в частности, выяснить, какую роль играет начальное состояние атмосферы при развитии процессов большей продолжительности, и с какой точностью необходимо знать это исходное состояние для расчета прогноза на долгий срок [97].

Первый численный эксперимент подобного типа был проведен Филлипсом [184].

Остановимся на работе Филлипса несколько подробнее, так как она содержит основные черты, присущие большинству последующих исследований этого направления, и позволяет проследить их на сравнительно простой модели.

Задача эксперимента — выяснить, в какой мере геострофическая модель на основе принятого распределения источников тепла и холода может объяснить наблюдаемые закономерности общей циркуляции атмосферы. Для этой цели с помощью геострофической двухуровневой модели был рассчитан «прогноз» в предположении, что в начальный момент атмосфера находится в состоянии покоя.

Исходные уравнения в системе координат x, y, p записываются в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla u - f v = -\frac{\partial \Phi}{\partial x} + A_v \nabla^2 u + g \frac{\partial \tau_x}{\partial p}, \quad (12.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla v + f u = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} + A_v \nabla^2 v + g \frac{\partial \tau_y}{\partial p}, \quad (12.2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{v} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0, \quad (12.3)$$

$$c_p T \frac{d \ln \theta}{dt} = \frac{dQ}{dt}, \quad (12.4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}. \quad (12.5)$$

Здесь и далее приняты следующие обозначения: x, y — декартовы координаты, отсчитываемые к востоку и к северу соответственно, p — давление, играющее роль вертикальной координаты, t — время, u, v, w — компоненты скорости, $\Phi = gz$ — геопотенциал, z — высота, g — ускорение силы тяжести, \mathbf{v} — вектор горизонталь-

ной скорости, $f = 2\Omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса, Ω — угловая скорость вращения Земли, φ — географическая широта, A_v — кинематический коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, A_T — коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии, τ_x, τ_y — компоненты напряжения трения, действующего на горизонтальную плоскость, Θ — потенциальная температура, T — температура, $\frac{d\Theta}{dt}$ — приток тепла к единице массы, ∇ — оператор горизонтального градиента, c_p и c_v — удельные теплоемкости воздуха при постоянном давлении и объеме, $\beta = \frac{df}{dy}$, a — радиус земли, ρ — плотность, ζ — вертикальная составляющая вихря скорости.

Величины, относящиеся к уровням 0, 250, 500, 750 и 1000 мб, обозначаются соответственно индексами 0, 1, 2, 3, 4. Рассматривается движение в области $-W \leq y \leq W$, периодическое по координате x .

В качестве краевых условий на верхней и нижней границах атмосферы принимается, что

$$w = 0 \quad \text{при} \quad p = p_0 \quad \text{и} \quad p = p_4. \quad (12.6)$$

Принимается, что величины τ_x и τ_y отличны от нуля только на поверхности Земли, причем здесь эти величины пропорциональны величине скорости в первой степени с коэффициентом пропорциональности k .

Система уравнений (12.1) — (12.3) записывается для уровней 1 и 3; при этом производные по вертикальной координате заменяются отношениями конечных разностей. С учетом граничных условий (12.6) уравнение (12.3) примет вид:

$$\nabla \cdot \mathbf{v}_1 = -\nabla \cdot \mathbf{v}_3 = -\frac{w_2}{p_2}. \quad (12.7)$$

Заменяя в (12.1), (12.2) слагаемое $f\nabla \cdot \mathbf{v}$ по формуле (12.7), можно записать эти уравнения следующим образом:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_1 \cdot \nabla \right) (f + \zeta_1) - f \frac{w_2}{p_2} = A_v \nabla^2 \zeta_1, \quad (12.8)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla \right) (f + \zeta_3) + f \frac{w_2}{p_2} = A_v \nabla^2 \zeta_3 - k \zeta_4. \quad (12.9)$$

Уравнение (12.4) записывается для уровня 2 и с учетом уравнения статики (12.5) приобретает форму:

$$\begin{aligned} & \frac{w_2}{p_2 \Theta_2} (\Theta_1 - \Theta_3) (\Phi_1 - \Phi_3) = \\ & = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\mathbf{v}_1 + \mathbf{v}_3}{2} \cdot \nabla \right) (\Phi_1 - \Phi_3) - \frac{R}{c_p} \frac{dQ}{dt}. \end{aligned} \quad (12.10)$$

Множитель при w_2 в левой части уравнения принимается постоянным. Величина $\frac{dQ}{dt}$ полагается состоящей из двух компонент:

1) радиационного притока тепла $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_{\text{рад}} = \frac{2Hy}{W}$, где H — средняя скорость нагревания в зоне $0 \geq y \geq -W$ (или охлаждения в зоне $0 \leq y \leq W$); 2) потери тепла за счет горизонтального турбулентного перемешивания $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_{\text{диф}} = \frac{c_p}{R} A_T \nabla^2 (\Phi_1 - \Phi_3)$.

Напомним, что рассматривается геострофическое движение, т. е.

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x},$$

где ψ — функция тока для геострофического ветра ($f\psi_1 = \Phi_1$, $f\psi_3 = \Phi_3$). Параметры f и β , а также $\lambda^2 = f\Theta_2[(\Phi_1 - \Phi_3)(\Theta_1 - \Theta_3)]^{-1}$ принимаются постоянными.

Окончательно система уравнений может быть переписана в виде:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_1 \cdot \nabla\right)(\beta y + \zeta_1) - \frac{fw_2}{p_2} = A_v \nabla^2 \zeta_1, \quad (12.11)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_3 \cdot \nabla\right)(\beta y + \zeta_3) + \frac{fw_2}{p_2} = A_v \nabla^2 \zeta_3 - k\zeta_4, \quad (12.12)$$

$$\begin{aligned} \frac{fw_2}{p_2} = \lambda^3 \left[\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\mathbf{v}_1 + \mathbf{v}_3}{2} \cdot \nabla\right)(\psi_1 - \psi_3) + \right. \\ \left. + \frac{2RH}{fc_p} \frac{y}{w} - A_T \nabla^2 (\psi_1 - \psi_3) \right], \end{aligned} \quad (12.13)$$

причем величина ζ_4 определяется по формуле

$$\zeta_4 = 1,5\zeta_3 - 0,5\zeta_1.$$

При расчетах принималось, что $A_v = A_T = A$.

Важным аспектом эксперимента Филлипса было исследование преобразований энергии. Формулы для расчета энергетических характеристик были получены следующим образом. Уравнения (12.11)–(12.13) осреднялись вдоль круга широты. Эти осредненные уравнения имеют вид:

$$\frac{\partial^2}{\partial y^2} \left(\frac{\partial \bar{\psi}_1}{\partial t} \right) - \frac{\bar{w}_2 f}{p_2} = A \frac{\partial^2 \bar{\zeta}_1}{\partial y^2} - \overline{\mathbf{v}_1' \cdot \nabla \zeta_1'}, \quad (12.14)$$

$$- \left[\frac{\partial^2}{\partial y^2} \left(\frac{\partial \bar{\psi}_3}{\partial t} \right) + \frac{\bar{w}_2 f}{p_2} \right] = A \frac{\partial^2 \bar{\zeta}_3}{\partial y^2} - \overline{\mathbf{v}_3' \cdot \nabla \zeta_3'} - k\bar{\zeta}_4, \quad (12.15)$$

$$\begin{aligned} \frac{\bar{w}_2 f}{p_2} = \lambda^2 \left[\frac{\partial (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3)}{\partial t} + \frac{\overline{\mathbf{v}_1' + \mathbf{v}_3'}}{2} \cdot \nabla (\psi_1' - \psi_3') + \right. \\ \left. + \frac{2RH}{fc_p} \frac{y}{W} - A \frac{\partial^2 (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3)}{\partial y^2} \right]. \end{aligned} \quad (12.16)$$

Здесь черта над буквой означает осреднение вдоль круга широты, а штрих — отклонение от осредненного значения. Чтобы получить уравнения для отклонений от осредненных величин, из уравнений (12.11), (12.12) и (12.13) вычитаются соответственно уравнения (12.14), (12.15), (12.16). В результате получается следующая система:

$$\nabla^2 \frac{\partial \psi'_1}{\partial t} - \frac{w'_2 f}{p_2} = A \nabla^2 \zeta'_1 - [\mathbf{v}_1 \cdot \nabla (\beta y - \zeta_1)]', \quad (12.17)$$

$$\nabla^2 \frac{\partial \psi'_3}{\partial t} + \frac{w'_2 f}{p_2} = A \nabla^2 \zeta'_3 - [\mathbf{v}_3 \cdot \nabla (\beta y - \zeta_3)]' - k \zeta'_4, \quad (12.18)$$

$$\frac{w'_2 f}{p_2} = \lambda^2 \left\{ \frac{\partial (\psi'_1 - \psi'_3)}{\partial t} + [\mathbf{v}_1 \cdot \nabla (\psi_1 - \psi_3)]' - A \nabla^2 (\psi'_1 - \psi'_3) \right\}. \quad (12.19)$$

Теперь можно записать уравнения для изменений во времени кинетической энергии осредненного движения \bar{k} и возмущений k' , а также для потенциальной энергии осредненного движения \bar{p} и возмущений p' . Сначала запишем уравнение для $\frac{\partial \bar{k}}{\partial t}$. Для этого умножим уравнение (12.14) на $-\psi_1$, а (12.15) на $-\psi_3$ и сумму полученных уравнений проинтегрируем по всей области с учетом граничных условий. Получим

$$\frac{\partial \bar{k}}{\partial t} \equiv \frac{\partial}{\partial t} \int \frac{\bar{u}_1^2 + \bar{v}_1^2}{2} dx dy = \{\bar{p} \cdot \bar{k}\} - \{\bar{k} \cdot A\} - \{\bar{k} \cdot k\} + \{k' \cdot \bar{k}\}. \quad (12.20)$$

При записи правой части (12.20) использованы символические обозначения Блэкадера, имеющие вид $\{a \cdot b\}$ и характеризующие переход энергии из одной формы (a) в другую (b). Выражения для символов будут приведены ниже.

Далее сделаем такую же процедуру с уравнениями (12.17), (12.18), умножая их на $-\psi'_1$ и $-\psi'_3$, складывая и интегрируя. В результате получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial k'}{\partial t} \equiv \frac{\partial}{\partial t} \int \frac{(\nabla \psi'_1)^2 + (\nabla \psi'_3)^2}{2} dx dy = \{p' \cdot k'\} - \{k' \cdot A\} - \\ - \{k' \cdot k\} - \{k' \cdot \bar{k}\}. \end{aligned} \quad (12.21)$$

Уравнения для изменений потенциальной энергии найдем из уравнений (12.16) и (12.19) путем умножения их соответственно

на $(\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3)$ и $(\psi'_1 - \psi'_3)$ и последующего интегрирования по всей области. Получим:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{P}}{\partial t} &= \frac{\lambda^2}{2} \frac{\partial}{\partial t} \int (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3)^3 dx dy = -\{\bar{P} \cdot \bar{k}\} - \\ &- \{\bar{P} \cdot P'\} + \{\bar{Q} \cdot \bar{P}\} - \{\bar{P} \cdot A\}, \end{aligned} \quad (12.22)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial P'}{\partial t} &= \frac{\lambda^2}{2} \frac{\partial}{\partial t} \int (\psi'_1 - \psi'_3) dx dy = -\{P' \cdot k'\} + \{\bar{P} \cdot P'\} - \{P' \cdot A\}. \end{aligned} \quad (12.23)$$

Складывая почленно уравнения (20)–(23), получим выражение для полной энергии

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{P} + P' + \bar{k} + k') &= -\{(\bar{k} + k') \cdot A\} - \\ &- \{(\bar{P} + P') \cdot A\} + \{\bar{Q} \cdot \bar{P}\} - \{(\bar{k} + k') \cdot k\}. \end{aligned} \quad (12.24)$$

В соответствии с (12.24) изменение полной энергии в модели Филлипса обусловлено: а) потерей энергии из-за горизонтальной турбулентной вязкости A и призмного трения k ; б) неадиабатичностью процесса Q . Более детальный анализ преобразований отдельных компонент энергии можно осуществить с помощью уравнений (12.20)–(12.23). В этих уравнениях использованы следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \{\bar{Q} \cdot \bar{P}\} &\equiv -\frac{2RH\lambda^2}{fc_p} \int \frac{y}{W} (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3) dx dy, \\ \{\bar{P} \cdot \bar{P}'\} &\equiv -\lambda^2 \int \overline{v'_1 (\psi'_1 - \psi'_3)} \frac{\partial (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3)}{\partial y} dx dy, \\ \{P' \cdot k'\} &\equiv -\frac{f}{p_2} \int \overline{w'_2 (\psi'_1 - \psi'_3)} dx dy, \\ \{k' \cdot \bar{k}\} &\equiv -\int \left[\bar{u}_1 \frac{\partial \overline{u'_1 v'_1}}{\partial y} + \bar{u}_3 \frac{\partial \overline{u'_3 v'_3}}{\partial y} \right] dx dy, \\ \{\bar{P} \cdot \bar{k}\} &\equiv -\frac{f}{p_2} \int \overline{w_2 (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3)} dx dy, \end{aligned}$$

$$\{\bar{k} \cdot A\} \equiv A \int (\bar{\zeta}_1'^2 + \bar{\zeta}_3'^2) dx dy, \quad (12.25)$$

$$\{k' \cdot A\} \equiv A \int (\zeta_1'^2 + \zeta_3'^2) dx dy,$$

$$\{\bar{p} \cdot A\} \equiv \lambda^2 A \int \left[\frac{\partial (\bar{\psi}_1 - \bar{\psi}_3)}{\partial y} \right]^2 dx dy,$$

$$\{p' \cdot A\} \equiv \lambda^2 A \int [\nabla (\psi'_1 - \psi'_3)]^2 dx dy,$$

$$\{\bar{k} \cdot k\} \equiv k \int \bar{u}_3 \bar{u}_4 dx dy,$$

$$\{k' \cdot k\} \equiv k \int \mathbf{v}_3 \cdot \mathbf{v}_4 dx dy.$$

Физическая интерпретация этих соотношений очевидна.

Легко видеть, что в системе (12.20) — (12.23) имеются четыре слагаемых, повторяющихся два раза: в одно уравнение такое слагаемое входит с положительным знаком, а в другое — с отрицательным. Поэтому можно считать, что эти слагаемые описывают переход энергии из одной формы в другую.

Величина $\{\bar{P} \cdot P'\}$ представляет переход потенциальной энергии среднего движения в потенциальную энергию возмущений. Этот переход осуществляется в результате горизонтального переноса тепла от более теплых к более холодным областям со скоростью возмущенного движения (v'_1 или v'_3).

Переход потенциальной энергии в кинетическую $\{\bar{P} \cdot \bar{k}\}$ и $\{P' \cdot k'\}$ является следствием вертикальных движений.

Уменьшение кинетической энергии происходит из-за горизонтальной турбулентности вязкости $\{\bar{k} \cdot A\}$ и $\{k' \cdot A\}$ и в результате действия сил поверхностного трения $\{\bar{k} \cdot k\}$ и $\{k' \cdot k\}$. Потенциальная энергия теряется вследствие горизонтального турбулентного перемешивания $\{\bar{P} \cdot A\}$ и $\{P' \cdot A\}$, сглаживающего температурные градиенты.

Переходы энергии из одной формы в другую могут быть наглядно представлены с помощью схемы, изображенной на рис. 116. Каждый из квадратов на этом рисунке отвечает одному из видов энергии. Переход энергии из одного вида в другой обозначен фигурными скобками и рассчитывается по формулам, приведенным выше. Направление стрелок на рисунке является чисто условным и отвечает положительным значениям символов Блэкадера.

Ход эксперимента был следующим. В начальный момент было принято, что $\psi_1 = \psi_3 = 0$, т. е. атмосфера находится в состоянии покоя. Так как задан приток (сток) тепла, носящий зональный характер, то возникает зональное движение ($\bar{\psi}_1$ и $\bar{\psi}_3$ становятся отличными от нуля). Через 130 суток после начального момента времени, когда зональная циркуляция сформировалась, на нее были наложены малые случайные возмущения, одинаковые для обоих уровней. Далее эти незональные возмущения претерпевали эволюцию и спустя две-три недели развились вполне регулярные волны, обладавшие многими характерными чертами крупномасштабных барических образований, прослеживаемых на картах барической

топографии. Можно отметить следующие особенности. Волны перемещаются на восток. Возникает волна как «теплый центр низкого давления» (например, на 11 день). Однако язык холодного воздуха постепенно смыкается с углубляющимся приземным циклоном, а язык теплого воздуха движется над приземным центром высокого давления, так что на конечной стадии (с 23 до 26 день) картина очень напоминает окклюдированный циклон. Обнаруживается нечто похожее на холодные и теплые фронты. Распределение вертикальных движений имеет правдоподобный характер: особенно быстрый переход от восходящего движения к нисходящему в окрестности фронтальных ложбин, наличие общего подъема воздуха в циклонических областях и опускания — в антициклонических.

Одной из главных целей данного эксперимента было исследование преобразований энергии в атмосфере. По формулам (12.20) — (12.25) был рассчитан энергетический баланс и построена схема. Соответствующая схема была построена Оортом по эмпирическим данным. Рассчитанные и составленные по эмпирическим данным схемы дали достаточно согласованную картину. Направление переходов энергии, за исключением обмена между потенциальной и кинетической энергией осредненного движения, совпадает. Получены значения, близкие к эмпирическим данным.

Процесс преобразования энергии в модели Филлипса в свете полученных результатов можно интерпретировать следующим образом. В устойчивом состоянии уровень энергии каждой формы должен быть постоянным и сумма приходящей и уходящей энергии должна быть равна нулю. Так как кинетическая энергия осредненного движения диссипируется в результате действия сил приземного трения $\{k \cdot k\}$ и горизонтального турбулентного перемешивания $\{k \cdot A\}$, эта потеря энергии должна быть компенсирована. Компенсация k может происходить вследствие перехода потенциальной энергии осредненного движения $\{\bar{P} \cdot \bar{k}\}$ и кинетической энергии возмущений $\{k \cdot k'\}$. В свою очередь кинетическая энергия возмущений

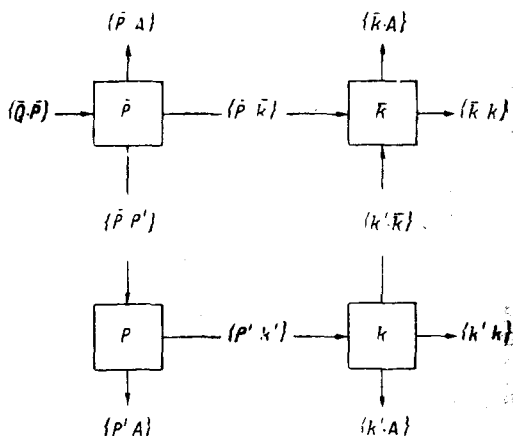


Рис. 116. Схема потоков по Филлипсу. Переход от одного вида энергии к другому происходит в направлении, указанном стрелкой, если величина преобразованной энергии положительна (согласно расчетам, все эти величины положительны, кроме $\{\bar{P} \cdot k\}$).

ний восстанавливается за счет потенциальной энергии возмущений $\{P' \cdot k'\}$, которая поддерживается за счет потенциальной энергии осредненного движения $\{\bar{P} \cdot P'\}$. Потенциальная энергия осредненного движения генерируется радиационным притоком тепла.

Среди последующих исследований рассмотрим сперва работу С. А. Машковича [99], выполнившего численные эксперименты по воспроизведению чисто зональной циркуляции в случае, когда в начальный момент атмосфера покоится. Под термином «чисто зональная циркуляция» подразумевается такое состояние атмосферы, при котором все метеорологические величины не зависят от географической долготы, а вертикальная и меридиональная составляющие скорости ветра отсутствуют.

С математической точки зрения для случая такой циркуляции задача значительно упрощается. Действительно, в силу указанных выше предположений в уравнении притока пропадают слагаемые, содержащие составляющие скорости ветра. Иными словами, в данном случае ветер не влияет на формирование термического поля (имеет место горизонтальное движение вдоль параллелей при изотермах, совпадающих с кругами широт). Следовательно, решение задачи оказывается возможным разбить на два этапа: 1) определение температуры путем решения уравнения притока тепла и уравнений переноса лучистой энергии при соответствующих краевых условиях; 2) расчет по найденному полю температуры полей давления и ветра с помощью статики и уравнений движения (в упрощенном варианте, например, с помощью формул градиентного ветра).

Исходная система уравнений в случае чисто зональной циркуляции записывается в следующем виде:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda' \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\lambda''}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial T}{\partial \theta} \right) + \alpha_2 \rho_w (A + B + \beta S + 2E), \quad (12.26a)$$

$$2\Omega \cos \theta v_\lambda = \frac{1}{\rho a} \frac{\partial p}{\partial \theta}, \quad (12.26б)$$

$$\frac{\partial A}{\partial z} = \alpha_2 \rho_w (A - E); \quad \frac{\partial B}{\partial z} = \alpha_2 \rho_w (E - B); \quad (12.26в)$$

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \beta_1 \alpha_2 \rho_w S;$$

$$\sigma p^* \frac{\partial T^*}{\partial z} = \lambda^* \frac{\partial^2 T^*}{\partial z^2}, \quad (12.26г)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho, \quad (12.26д)$$

$$p = R\rho T. \quad (12.26е)$$

Здесь и ниже приняты следующие обозначения: t — время, $\theta = 90^\circ - \varphi$; φ — географическая широта; z — высота над уровнем моря; a — радиус Земли; T — температура; p — давление; ρ , ρ_w и ρ^* — плотность воздуха, водяных паров и подстилающей среды соответственно; v_λ — составляющая скорости вдоль круга широты; g — ускорение силы тяжести; R — газовая постоянная; A и B — потоки длинноволновой радиации, направленные сверху вниз и снизу вверх; S — коротковолновая (солнечная) радиация; $E = f_1 \sigma T^4$ — излучение; σ — постоянная Стефана—Больцмана; f_1 — множитель Гюльберта; λ' и λ'' — коэффициенты турбулентной теплопроводности в вертикальном и горизонтальном направлениях; c^* и λ^* — удельная теплоемкость и коэффициент теплопроводности подстилающей среды; Ω — угловая скорость вращения Земли; T^* — температура подстилающей среды; α_1 и α_2 — коэффициенты поглощения водяными парами коротковолновой и длинноволновой радиации соответственно; $\beta_1 = \frac{\alpha_1}{\alpha_2}$; Γ — суммарное альбедо; $W(\theta, t)$ — ве-

личина солнечной энергии, приходящая на единицу поверхности за единицу времени; $P_n(\theta)$ — обыкновенные полиномы Лежандра.

Уравнения притока тепла (12.26а) описывают изменения температуры, обусловленные процессами турбулентной теплопроводности (в вертикальном и горизонтальном направлениях) и переносом тепла радиацией. Уравнения движения в упрощенной форме представлены соотношением для градиентного ветра (12.26б). Уравнения переноса радиации (12.26в) взяты по схеме Шварцшильда—Эмдена. Уравнения теплопередачи в подстилающей среде (12.26г), статике (12.26д) и Клапейрона (12.26е) дополнительных пояснений не требуют.

Для того чтобы полностью поставить задачу, необходимо еще сформулировать краевые и начальные условия. В качестве краевых условий приняты следующие.

1. Из межпланетного пространства на верхнюю границу атмосферы приходит только солнечная энергия в виде коротковолновой радиации. Следовательно, поток длинноволновой радиации извне на верхней границе атмосферы отсутствует:

$$A = 0 \quad \text{при } z = \infty. \quad (12.27a)$$

2. Часть солнечной энергии, поступающей в атмосферу, отражается от облаков, поверхности земли и др. Приходящая от Солнца энергия и указанные потери ее учитываются следующим условием:

$$S = [1 - \Gamma(\theta, t)] W(\theta, t) \quad \text{при } z = \infty. \quad (12.27б)$$

3. На верхней границе атмосферы отсутствует турбулентный поток тепла по вертикали. Это условие можно записать в виде

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = \infty. \quad (12.27в)$$

4. На уровне моря выполняется условие баланса энергии:

$$-\lambda' \frac{\partial T}{\partial z} + \lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z} = A + S - B \quad \text{при } z=0. \quad (12.27г)$$

5. При $z=0$ длинноволновая радиация, направленная снизу вверх, равна собственному излучению подстилающей поверхности:

$$B = E \quad \text{при } z=0. \quad (12.27д)$$

6. При $z=0$ температура подстилающей среды и температура прилегающего слоя воздуха совпадают:

$$T = T^* \quad \text{при } z=0. \quad (12.27е)$$

7. На некоторой глубине в подстилающей среде температура не изменяется со временем, т. е. сюда уже не проникают возмущения температуры с поверхности:

$$T^* = T_0^*(\theta) \quad \text{при } z = -h. \quad (12.27ж)$$

8. В верхних слоях атмосферы меридиональный градиент давления быстрее убывает с высотой, чем само давление:

$$\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial \theta} \rightarrow 0 \quad \text{при } z \rightarrow \infty. \quad (12.27з)$$

Что касается задания начальных условий для этой задачи, то здесь возможны три варианта.

1. Решается стационарная задача (например, задача о среднем годовом распределении метеозлементов). В этом случае в уравнениях отсутствуют слагаемые, содержащие производные от метеозлементов по времени, вопрос о начальных условиях отпадает.

2. Рассматриваются периодические изменения метеозлементов (например, задачи о годовом или суточном ходе). В этом варианте ищется решение для установившегося периодического процесса и вопрос об учете исходных значений не возникает.

3. Изучается вопрос о преобразовании начального поля метеозлементов со временем. Частным случаем данной задачи является проблема трансформации воздушных масс. В такой постановке решение задачи значительно усложняется, ибо приходится находить решение с учетом произвольного исходного распределения метеозлементов и, вообще говоря, при любом изменении во время притока тепла от Солнца.

В разделе, посвященном теории климатического распределения метеорологических элементов, упоминались результаты, полученные для первых двух из указанных здесь вариантов. Так, с помощью первого варианта были получены среднегодовые распределения температуры (Блинова, Малкевич, Машкович, Ракипова, Шехтер и др.) и ветра (Машкович). Решение для второго варианта позволило рассчитать годовой ход зональной температуры (Блинова и Марчук) и сезонные изменения струйных течений (Машкович).

Решение для третьего варианта, представляющего наиболее общий случай данной постановки задачи, позволяет найти распределение зональных значений температуры и ветра в любой последующий момент времени по заданному распределению метеоза- элементов в начальный момент и известному изменению во времени притока солнечной энергии. Остановимся коротко на решении для этого варианта, предложенном в работе [99].

Ищется решение для отклонений метеорологических элементов от их значений в стационарном случае (например, от среднего- годовых значений). Стационарные компоненты удовлетворяют системе уравнений, получающейся из описанной выше системы отбрасыва- нием производных по времени, и граничным условиям, отвечаю- щим среднегодовому режиму (в условии для S под ω подразуме- вается среднегодовой приток тепла от Солнца, а в уравнении ба- ланса (12.27г) средний за год поток тепла в почву полагается равным нулю). Как указывалось выше, решение для стационар- ного случая было получено рядом авторов.

Значения метеорологических элементов представляются в виде рядов по обыкновенным полиномам Лежандра с коэффициентами, зависящими от времени и вертикальной координаты. В уравнениях для этих коэффициентов производные по времени аппроксимиру- ются конечными разностями, используется неявная схема по вре- мени. По вертикальной координате вся область разбивается на 80 слоев.

В случае изменения во времени притока тепла от Солнца на- чальное распределение температуры постепенно преобразуется и приспособляется к новым энергетическим условиям. Через неко- торый промежуток времени устанавливается температурный ре- жим, соответствующий существующему притоку солнечной энергии. Данная модель позволила оценить продолжительность этого про- цесса термической трансформации в случае зонального движения.

В силу линейности системы (12.26) решение может быть пред- ставлено как сумма двух составляющих. Первая из них описывает затухание исходного поля температуры из-за отсутствия притока

Т а б л и ц а 38

Высота над уровнем моря, км	Период времени, сутки							
	2,5	5	10	15	20	25	30	35
12	0,803	0,640	0,389	0,220	0,193	0,118	0,072	0,044
10	0,814	0,648	0,394	0,222	0,196	0,120	0,073	0,044
8	0,796	0,634	0,383	0,217	0,191	0,117	0,071	0,043
7	0,796	0,633	0,379	0,216	0,191	0,117	0,071	0,043
6	0,799	0,636	0,370	0,215	0,191	0,116	0,071	0,043
4	0,804	0,637	0,350	0,211	0,189	0,115	0,070	0,043
5	0,792	0,624	0,326	0,204	0,184	0,112	0,068	0,040
2	0,789	0,614	0,301	0,197	0,178	0,108	0,065	0,040
1	0,755	0,579	0,277	0,181	0,162	0,097	0,059	0,035
0,5	0,710	0,536	0,263	0,165	0,143	0,085	0,051	0,030
0	0,709	0,522	0,250	0,158	0,128	0,075	0,044	0,026

тепла от Солнца, а вторая — формирование нового поля температуры, отвечающего данному притоку энергии.

Таблица 38 характеризует этот процесс приспособления температуры с новым энергетическим условием.

Данные, приведенные здесь, показывают, какую долю от исходного значения температуры на данном уровне составляет температура на той же высоте в различные последующие моменты времени. Иными словами, эта таблица иллюстрирует, как затухает влияние начального распределения зональной температуры. Из значений, приведенных в табл. 38, следует, что через 2—5 суток после исходного момента температура в тропосфере и нижних слоях стратосферы составит около 80% ее начального значения, у поверхности земли — около 70%. В последующие дни происходит дальнейшее затухание начального поля температуры, и уже по прошествии 10 дней температура в тропосфере составляет менее 40% начального значения, в приземном слое — около 25%. Через

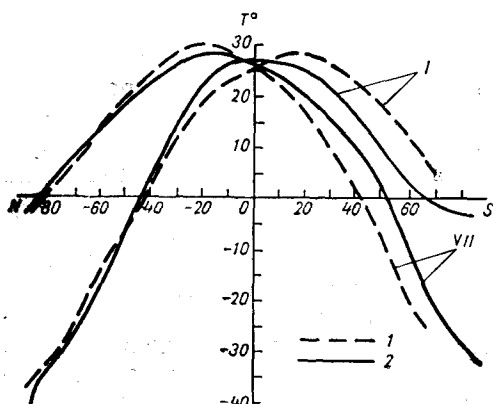


Рис. 117. Фактическая (1) и рассчитанная (2) зональная температура на уровне моря.

35 суток после начального момента температура составляет менее 5% исходного значения почти во всей толще атмосферы. Следовательно, можно сделать вывод о том, что влияние начальных условий спустя месяц становится ничтожно малым.

Результаты вычислений для второй составляющей показывают, что наиболее интенсивное прогревание происходит, естественно, у подстилающей поверхности. Одновременно происходит заметное прогревание верхней тропосферы и стратосферы вследствие поглощения

коротковолновой солнечной радиации. Температурное возмущение от подстилающей поверхности со временем быстро распространяется в вышележащие слои. Примерно через месяц устанавливается новый профиль температуры.

Следовательно, если задан годовой ход притока солнечной энергии, то режим, рассчитанный с помощью данной модели для моментов времени, отстоящих от исходного дня более чем на месяц, должен отвечать годовому ходу зональных значений метеоэлементов. Основываясь на этом можно провести расчет годового хода зональной температуры и ветра.

На рис. 117 приведены рассчитанные величины зональной температуры на уровне моря за 15 января и 15 июля. Здесь же даны фактические средние месячные значения зональной наземной температуры в январе и июле (по Ханн-Зюрингу). Сравнение показы-

вает, что в общем удалось весьма хорошо получить годовой ход наземной температуры в северном полушарии. Правильно получена амплитуда годового хода; особенно хорошее согласование с фактическими данными имеет место в высоких широтах, где эта амплитуда велика.

Сопоставление фактической и рассчитанной температуры в средней и верхней тропосфере также дает удовлетворительное согласование. Так, например, правильно получено распределение по меридиану амплитуды годового колебания температуры: амплитуда увеличивается от 1—2° в низких широтах до 20—22° в полярных районах; ошибки не превышают 3—4°. Несколько хуже оказалось согласование в нижней части стратосферы. Хотя изменение рассчитанной амплитуды с широтой здесь хорошо совпадает с фактической, рассчитанные амплитуды оказались завышенными на 3—6°.

Полученное поле температуры было использовано для расчета зональной скорости градиентного ветра (рис. 118 и 119). Расчеты

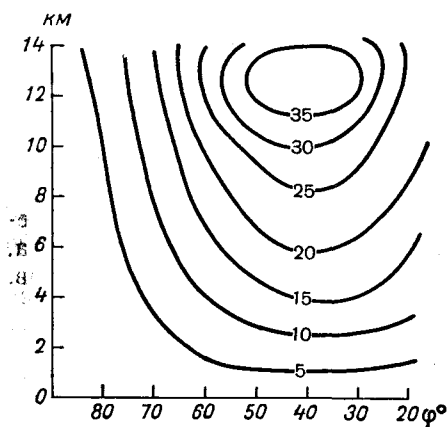


Рис. 118. Рассчитанное распределение зональной скорости в м/сек. Январь.

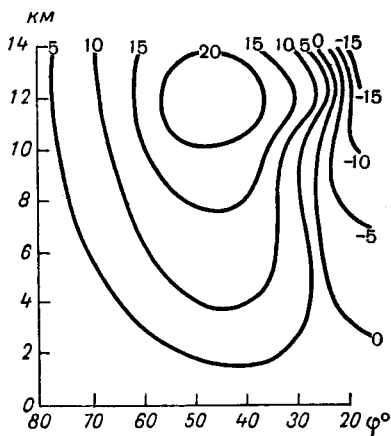


Рис. 119. Рассчитанное распределение зональной скорости в м/сек. Июль.

показывают, что в январе область максимальных ветров расположена приблизительно на 40° N, на высоте 12 км максимальные значения скорости достигают 38 м/сек. В июле эта область смещается в северном направлении и располагается примерно у 50° N. Скорость струйного течения значительно ослабевает; на уровне 12 км наибольшая скорость составляет 24 м/сек. Южнее 25° N появляется область с восточными ветрами, скорость которых на высоте 12 км достигает 13 м/сек. Сопоставление данных наблюдений с результатами расчета свидетельствует о хорошем согласовании как в величинах скорости, так и в положении осей струйных течений.

В последующие годы были выполнены многочисленные исследования по численному моделированию общей циркуляции атмосферы (Минц, Лейс, Смагоринский и др.).

Характерными особенностями этих работ является переход

к использованию полных (примитивных) уравнений гидродинамики, рассмотрение процессов над сферической землей (как для северного полушария, так и для всего земного шара), улучшение пространственного разрешения, уточнение учета неадиабатических факторов. Подробное описание соответствующих работ можно найти в [36] и [171]. Упомянем только, что в работах Смагоринского и др. использовалась девятиуровневая модель атмосферы, в которой учитывалось действие турбулентности, лучистые притоки тепла (по схеме Манабе и Стриклера [171]), эффекты конденсации и испарения.

Среди результатов, полученных в экспериментах Смагоринского, следует отметить наличие спектральной избирательности проявления бароклинной неустойчивости (преимущественная интенсификация возмущений с волновыми числами $m=5$ и 6) и возникновение колебательного процесса — цикла индекса с периодом около двух недель.

Важным успехом численных экспериментов является воспроизведение флуктуирующего характера общей циркуляции атмосферы с вполне реальными величинами амплитуд. При численных экспериментах был также удачно воспроизведен ряд особенностей «климатического фона», т. е. метеорологических полей, осредненных за большие интервалы времени. Правда, эти результаты в известной мере повторяют многое из описанных выше исследований по теории климатического распределения метеорологических элементов. Однако существенным является то, что они получены не путем решения стационарных или периодических задач теории климата, а с помощью осреднения решений для нестационарных процессов.

Несмотря на определенные успехи исследований общей циркуляции атмосферы, остается еще много нерешенных задач, связанных главным образом с существованием трудно учитываемых факторов и неизвестностью их удельного веса в развитии крупномасштабной циркуляции.

О некоторых нерешенных задачах

Атмосфера содержит еще много тайн, без познания которых трудно разработать практически приемлемые методы долгосрочных прогнозов погоды. Назову здесь лишь некоторые из них.

1. Известно, что изменение притекающей солнечной радиации к поверхности земли влияет на изменение поля температуры и циркуляции. Облачность является важным регулятором основных атмосферных процессов, формирующих долговременные изменения погоды, а следовательно, она является наиболее важным фактором, создающим аномалии погоды. Такая идея в последние годы все чаще высказывается в метеорологической литературе.

Облака регулируют и видоизменяют потоки радиации и оказывают непосредственное воздействие на различные параметры атмосферы, особенно на температуру и влажность. В вертикальном переносе тепла и влаги облака также играют большую роль. Поэтому они, очевидно, оказывают влияние на характер развития атмосферных процессов. Облака задерживают поступление солнечной радиации к подстилающей поверхности; в них происходит выделение большого количества тепла при конденсации водяного пара, особенно в системе конвективных облаков при большом влагосодержании воздуха. Но облачность сама является продуктом крупномасштабной циркуляции, поскольку горизонтальной циркуляцией обеспечивается перенос влаги на большие расстояния, а вертикальными движениями — образование или исчезновение облаков. Однако в этих процессах остается неизвестным количественное соотношение между изменениями энергии вследствие преобразования облачного покрова и общим количеством кинетической энергии, содержащимся в атмосфере, в частности в системе высотных фронтальных зон и атмосферных вихрей, где чаще всего образуется и исчезает облачность.

Кстати сказать, энергии циркуляции в атмосфере всегда достаточно для интенсивного вихреобразования и меридионального преобразования циркуляции на большой территории. Контрасты температуры экватор—полюса способствуют развитию подобных

процессов. Для средних условий контрасты температуры в тропосфере северного полушария (в слое 0—9 км) составляют зимой 37—39°, а летом около 22°. В южном полушарии эти величины еще больше. Поэтому не столь уже необходимо, чтобы для накопления контрастов температуры между экватором и полюсами некоторое время осуществлялся спокойный зональный перенос и лишь после этого — меридиональная циркуляция. Охлаждение воздуха в высоких широтах и нагревание его в низких — процессы постоянные, мало зависящие от степени зональности и меридиональности переноса. В атмосфере всегда существуют необходимые запасы кинетической энергии для бурного развития циклонов и меридиональных преобразований циркуляции, ибо вихреобразование, сопровождающееся интенсивными меридиональными процессами, происходит при контрастах температуры 8—12° и выше на единицу расстояния (1000 км).

Изменяющийся приток солнечной энергии к подстилающей поверхности вследствие влияния облачности и альбедо подстилающей поверхности может, по-видимому, усилить или ослабить развитие существующей циркуляции особенно заметно в тех случаях, когда они соизмеримы с масштабами циклонов и антициклонов. Однако факты показывают, что и зимой при отрицательном радиационном балансе во внетропических широтах северного полушария наблюдаются крупные аномалии циркуляции и погоды, которые охватывают высокие и средние широты почти всего полушария. При этом в одних случаях длительные аномалии вызываются меридиональными преобразованиями термобарического поля тропосферы и нижней стратосферы, а в других случаях, наоборот, зональным переносом. Это часто наблюдается даже в течение одной зимы, когда облачность и условия подстилающей поверхности (альбедо) на всем полушарии не подвергаются заметным изменениям.

При радиационных условиях холодного времени года трудно определить, какие факторы играют наиболее важную роль в изменении циркуляции и обусловленных ею долговременных аномалиях погоды. Так как энергоснабжение Солнцем в короткие периоды времени происходит почти с неизменным постоянством, то можно предположить, что все изменения крупномасштабных процессов и связанные с ними аномалии погоды обусловлены их внутренним механизмом — динамикой процессов. И все же изучение и учет влияния неадиабатических процессов является важной задачей.

Особенно большую роль должны играть неадиабатические процессы в теплом полушарии, когда существенно различие в степени нагрева подстилающей поверхности и воздуха при ясном небе и при облачности, охватывающей значительные территории. В условиях положительного радиационного баланса изменение радиации, по-видимому, может оказывать влияние на характер развития даже крупномасштабных процессов.

Известно, что поток тепла в атмосферу передается микро- и макротурбулентностью. Поэтому при облачном и ясном небе солнечная радиация должна по-разному влиять на суточный ход тем-

пературы. Существует довольно распространенное мнение, что радиационный приток тепла оказывает заметное влияние на атмосферные процессы в течение продолжительного времени. Поэтому обычно предполагают, что неадиабатический фактор изменения температуры воздуха следует учитывать лишь при долгосрочных прогнозах, т. е. в прогнозах с заблаговременностью более 3—5 суток. По-видимому, это не совсем правильно. При дальнейшем усовершенствовании методов прогноза погоды неадиабатические изменения температуры будут учитываться при любой заблаговременности прогноза, в том числе и при расчете погоды с суточной заблаговременностью при определенных условиях.

Неадиабатические изменения температуры неодинаково трудно учитываются для прогнозов погоды краткосрочных (1—3 суток) и долгосрочных (декада, месяц, сезон). Очевидно, что при краткосрочных прогнозах неадиабатический приток тепла легче вычислить, чем при долгосрочных. Трудности усугубляются еще и тем, что учитывать этот фактор необходимо с большой точностью, так как температура воздуха, согласно исследованиям Л. Р. Ракиповой, очень чувствительна к переменам притока тепла.

В этом же плане очень важно выяснить и влияние тепловых запасов океана на формирование аномалии крупномасштабных процессов. Известно, что в результате различных процессов температура поверхностных вод океана, особенно на севере Атлантики и Тихого океана, в отдельные периоды времени отклоняется от нормы. Эти отклонения обычно не превышают $0,5$ — $1,0^\circ$, однако некоторые исследователи считают, что между ними и крупномасштабными атмосферными процессами существует взаимосвязь [56 и др.], хотя еще не выяснены причина и следствие этого явления. По-видимому, бурно протекающие атмосферные процессы, сопровождающиеся сильными и штормовыми ветрами, могут оказать большое влияние на изменение температуры поверхностных вод океана и в результате может появиться некоторая аномалия ее распределения. Однако еще неизвестно, в какой мере возникшая аномалия температуры воды оказывает влияние на изменение атмосферных процессов и создание крупных аномалий циркуляции и погоды. Если результаты исследований покажут, что это влияние существенно, то возможно, что прогнозисты получат важную основу для долгосрочного прогнозирования погоды.

Выполненные до настоящего времени исследования показывают, что влияние этого фактора на формирование крупномасштабных аномальных процессов достаточно скромное. Окончательное решение этой важной задачи можно, по-видимому, получить на основе определения соотношения между количеством энергии, которое поступает в атмосферу в связи с изменением температуры поверхностных вод в отдельных районах океанов, и запасами энергии, содержащимися в самой атмосфере.

2. Совершенно не изучено влияние средних по масштабам процессов на общую циркуляцию атмосферы. Известно, что развитие отдельных атмосферных вихрей существенно не отражается на

перестройке поля давления и циркуляции в тропосфере. Однако при определенных условиях развитие циклонов и антициклонов сопровождается крупнейшими меридиональными преобразованиями циркуляции. Нередко они охватывают не только тропосферу и нижнюю стратосферу, но оказывают непосредственное влияние на соответствующую перестройку поля геопотенциала и циркуляции всей стратосферы и даже нижней мезосферы. Трудно объяснить причину столь малого внимания исследователей к этому важному вопросу. Очевидно, что выявление этих закономерностей в большой степени будет способствовать усовершенствованию методов прогноза погоды малой заблаговременности.

3. Исследования крупномасштабной циркуляции нельзя вести без учета процессов, развивающихся в низких широтах, включая перетекание воздуха из полушария в полушарие. Площадь между 30° N и 30° S равна половине поверхности земного шара, а притекающая к Земле солнечная радиация составляет более 60% общего ее притока. Старый тезис, что Арктикой определяется погода средних широт северного полушария, страдает односторонностью.

Мало известно о количестве воздуха, перетекающего через экватор в большие и малые промежутки времени, как и о связи между процессами внетропических и низких широт, особенно когда процессы отличаются резко выраженными аномалиями. Без учета взаимосвязи процессов в различных широтных зонах вряд ли можно получить исчерпывающие выводы о характере развития крупномасштабной циркуляции, вызывающей долговременные аномалии погоды. Судя по расчетам ряда авторов, перетекание воздуха через экватор равно многим миллионам тонн не только в сезонном выражении, но и в короткие промежутки времени. Однако общая масса перетекающего воздуха составляет лишь тысячную долю всей массы атмосферы. Много это или мало, а также как влияет она на изменение общей циркуляции атмосферы, покажут будущие исследования.

Следует отметить, что не ясна еще и природа тропических циклонов, особенно штормовых циклонических вихрей, часто возникающих в экваториальной зоне при весьма небольших горизонтальных градиентах температуры. Не зная этого, вряд ли можно прогнозировать их возникновение и развитие. Необходимо уточнить также, какова циркуляция экватор—тропики, какова роль тепла конденсации в экваториальной зоне и какое влияние внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) оказывает на развитие муссонной циркуляции и т. п.

4. В исследованиях общей циркуляции атмосферы заметное место занимают и вопросы солнечно-земных связей.

Солнечная радиация, являющаяся основным источником движения воздуха, действует на тропосферу главным образом через подстилающую поверхность, а на стратосферу и мезосферу — непосредственно. При этом главную роль в стратосфере играют озон (O_3), водяной пар (H_2O) и двуокись углерода (CO_2). Необходимо расширить исследования не только радиационно-теплогового режима

в стратосфере, но и взаимосвязи процессов в тропосфере и стратосфере с целью установления роли стратосферы в формировании аномальных процессов и погоды в тропосфере или, наоборот, определения влияния тропосферы в изменении циркуляции в стратосфере, включая и зимние потепления. Этот вопрос уже решается в пользу гипотезы о влиянии тропосферных процессов на изменение циркуляции в стратосфере.

Не менее важно исследовать влияние изменения солнечной активности на атмосферные процессы. Изменение солнечной активности, очевидно, должно отразиться на процессах и явлениях, наблюдающихся в атмосфере Земли. Например, температура и плотность воздуха в термосфере непосредственно реагируют на деятельность Солнца. Не вызывает сомнения и связь между колебаниями активности Солнца и геомагнитными явлениями. Установлена также связь между активностью Солнца и небольшими изменениями приземного давления. Что же касается влияния изменения солнечной активности на процессы в стратосфере, а тем более на погоду в тропосфере, то, как известно, многие гипотезы, высказанные о природе этих связей, не нашли признания. Не дали удовлетворительных результатов и прямые сопоставления процессов, происходящих на Солнце и в стратосфере и тропосфере, хотя солнечно-земным связям посвящено большое число исследований как у нас, так и за рубежом. Изучение этого вопроса показывает, что солнечно-земные связи очень сложны и поэтому обычные способы простых сопоставлений изменения солнечной активности с атмосферными процессами, а тем более с погодой, не могут дать практически ценных результатов.

Говоря о степени влияния солнечной активности на синоптические процессы и погоду, нельзя не учитывать, что в сравнении с энергией, расходуемой на погодообразующие процессы, колебания энергии Солнца, притекающей к подстилающей поверхности вследствие изменения его активности, сравнительно малы. В решении этих важнейших вопросов атмосферной циркуляции большую роль могут сыграть синоптико-статистические исследования.

5. Можно назвать и другие нерешенные вопросы, без исследования которых нельзя будет познать природу изменения крупномасштабных процессов и долговременных аномалий погоды. В частности, очень важно установить характер взаимодействия между мелкомасштабными и крупномасштабными процессами; изучить возможности статистической экстраполяции процессов, т. е. вероятности перехода одного типа циркуляции в другой; определить влияние ороеграфии, теплоотдачу между подстилающей поверхностью и атмосферой, прежде всего между атмосферой и океаном с его большими тепловыми запасами и циркуляцией. В этом взаимодействии необходимо выявить роль постоянных и долговременных факторов (материки и океаны, ледовый и снежный покров, тепло-содержание океанов и океанических течений, горные препятствия) и переменных факторов (облачность, альбедо). Необходимо окончательно установить особенности взаимосвязи и взаимовлияния

процессов между верхними и нижними слоями атмосферы и прежде всего между тропосферными и стратосферными процессами.

Больших успехов достигли авторы численных экспериментов. Ими удачно воспроизведены средние поля некоторых метеорологических элементов, структура зональной циркуляции с пассатами и др. Но мы находимся еще в самой начальной стадии этих интересных исследований. Успеху способствует то, что уже известны средние поля метеорологических элементов и особенности глобальной циркуляции, давно полученные климатологами и синоптиками. И все же численные эксперименты содержат большие возможности в области определения количественных связей крупномасштабной циркуляции с солнечной радиацией, неоднородностью поверхности земли, материками и океанами, тепло- и влагообменом.

Основная задача численных экспериментов должна состоять в установлении степени влияния различных факторов (при разных их сочетаниях) на атмосферные процессы, т. е. должна преследоваться цель познать физику их развития. При увлечении только прогностической стороной численного эксперимента физика развития процессов выпадает из поля зрения исследователя. Между тем численные эксперименты должны помочь в разработке как теории общей циркуляции атмосферы, так и методов прогноза погоды большой заблаговременности.

На исследование энергетики атмосферных процессов следует обратить большое внимание. Атмосферные процессы любого масштаба поддерживаются затрачиваемой энергией. Энергия получается как при преобразовании одного вида энергии в другой, так и при превращении кинетической энергии одного масштаба в кинетическую энергию другого масштаба. Изучение механизма преобразования этих энергий является важной задачей метеорологии. Важно, чтобы уравнения динамики атмосферы, используемые в численных схемах, имели соответствующие энергетические инварианты, так как это позволит осуществлять физический контроль различных схем [16]. Это необходимо при моделировании атмосферных процессов.

Изучение особенностей преобразования энергии позволит определять взаимодействие между атмосферой и подстилающей поверхностью и прежде всего с гидросферой. Кроме того, исследование энергетики атмосферы позволит в одних тех же единицах сопоставлять изменение не только различных метеорологических элементов, но и составляющих теплового баланса, корпускулярной и другой радиации Солнца. Количественная оценка их позволит определять причинно-следственные связи их. И в этих исследованиях большую помощь могут оказать статистические методы. В энергетическом балансе важное место занимают фазовые преобразования воды на земном шаре, эволюция облачности, динамика формирования облачных систем и др. [25, 94].

На современном этапе исследований закономерностей общей циркуляции атмосферы решение такой сложной проблемы целесообразно начать с выяснения причин формирования аномаль-

ных процессов планетарного масштаба, т. е. резкого отклонения метеорологических элементов от нормы. Цель такого исследования должна состоять в количественном выражении факторов, обуславливающих возникновение аномалий. Необходимо учитывать количество притекающей солнечной радиации, тепло- и влагообмен в различных условиях подстилающей поверхности, в том числе и океана — атмосферы, а главное, динамику атмосферных процессов в планетарном масштабе.

О метеорологической информации

На пути изучения крупномасштабной циркуляции стоят большие трудности, определяемые недостаточностью данных сети метеорологических и аэрологических станций.

Существующая на земном шаре сеть метеорологических станций не удовлетворяет постановке самых различных задач для исследований общей циркуляции атмосферы и не позволяет использовать созданные модели прогноза погоды малой заблаговременности. Южное полушарие и экваториальная зона настолько плохо освещены данными метеорологических и аэрологических наблюдений, что ряд исследований, выполняемых для территории северного полушария, невозможно применить к южному. Отсутствие необходимых данных наблюдений является большим тормозом для исследования общей циркуляции атмосферы.

Для успешного решения различных задач крупномасштабной циркуляции необходимо организовать более густую сеть аэрологического зондирования атмосферы, сеть ракетных станций и т. п. Эта сложная задача должна быть решена в ближайшее время.

Метеорологические спутники уже помогают получать сведения об облачности и уходящей радиации, возникновении и развитии тропических циклонов. По облачности составляются глобальные карты атмосферной циркуляции. По уходящей радиации получают данные о радиационном балансе системы Земля—атмосфера. С помощью метеорологических спутников получают сведения об облачности, границах льда и снега в дневное и ночное время суток. Проводимое интенсивное усовершенствование приемной аппаратуры спутников позволяет надеяться, что в скором времени с их помощью будут получены более точные сведения о радиационных потоках в различных участках спектра и другие данные, необходимые для воссоздания поля температуры на различных высотах.

Большую роль в сборе сведений должны играть так называемые неподвижные метеорологические спутники, т. е. спутники, вращающиеся с угловой скоростью вращения Земли. Такие спутники, запущенные на высоту около 36 тыс. км, будут как бы неподвижно стоять относительно Земли над экваториальной зоной западного и восточного полушарий и снабжать метеорологической информацией. Это позволит прослеживать развитие атмосферных процессов на всем земном шаре.

: С помощью искусственных спутников Земли, кроме получения фотографий облачности, уже пытаются определять вертикальные профили температуры и влажности атмосферы. Спутниковый датчик в полосе инфракрасного поглощения регистрирует температуру воздуха на высотах (потоки радиации могут быть переведены в температуру).

С геостационарных спутников можно будет получать данные о ветре путем последовательных передач изображения движущихся облаков. Такие спутники станут эффективным средством приема и передачи автоматических наблюдений с кораблей, буйковых станций, трансозондов, радиозондов и даже станций, расположенных на материках. Иначе говоря, искусственные спутники Земли одновременно с увеличением обычных данных наблюдений смогут в глобальном масштабе обеспечить измерениями метеорологических элементов, столь необходимыми для разработки методов долгосрочных прогнозов погоды. Кстати, расчеты показывают экономическую выгоду создания и использования метеорологических спутников Земли.

Правда, еще многое в измерениях метеорологических спутников нуждается в усовершенствовании. В частности, измерение профиля температуры воздуха и водяного пара требует приемлемой точности, особенно в плотных облаках.

В изучении глобальной атмосферной циркуляции большую пользу могут принести и трансозонды. В сочетании с метеорологическими спутниками они значительно увеличат возможности исследователей. Серия таких трансозондов, запущенных в свободный полет над северным и южным полушариями на разные высоты, даст информацию, ценность которой неоспорима. Такие трансозонды необходимо запускать не только в средних и высоких широтах, но и в низких широтах, особенно в экваториальной зоне. По траекториям полетов будет возможно более точно рассчитать количество переносимого воздуха через экватор.

С увеличением средств наблюдений очень возрастает количество метеорологической информации. Чтобы успешно использовать ее, необходимо автоматизировать весь процесс поступления и обработки данных с использованием ЭВМ. Подобная работа уже ведется применительно к спутниковой информации и уже сделаны заметные успехи.

Процессы автоматизации приема и обработки непрерывно возрастающей информации, а также усовершенствования приемов объективного анализа являются первостепенными. Чтобы как-то восполнить пробелы в недостатке данных наблюдений, Программой исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) предусмотрена организация международного так называемого тропического эксперимента в 1973 г. и глобального эксперимента в 1976 г. В период тропического эксперимента должны быть организованы дополнительные аэрологические и ракетные зондирования атмосферы с экспедиционных кораблей, наблюдения с буйковых станций др. При глобальном эксперименте должны быть по-

лучены данные, которые могли бы служить основой для проверки моделей крупномасштабной циркуляции.

В Программе глобальных атмосферных исследований говорится о необходимости расширения познания общей циркуляции атмосферы и развития физической и математической основы методов долгосрочного прогноза погоды. Поэтому ПИГАП преследует цель изучать динамику крупномасштабных процессов, а также ставит задачу исследования физических процессов, развивающихся в атмосфере, и определения зависимости их от различных воздействий с учетом географического положения и времени года. Численное моделирование принимается как необходимое средство в попытках понимания общей циркуляции атмосферы.

Констатируется также факт недостаточного понимания процессов энергообмена между различными по масштабам атмосферными движениями. При хорошем понимании энергообмена можно будет создать физические модели общей циркуляции атмосферы.

В Программе подчеркивается особая важность изучения крупномасштабной динамики атмосферы. Большое значение придается исследованиям атмосферных процессов в тропиках, а также макромасштабных процессов и их связи с динамикой крупномасштабных движений.

Выбраны для решения и некоторые общие задачи, возникающие при моделировании атмосферы. В частности, определение промежутка времени, в течение которого крупномасштабные процессы реагируют на различные физические воздействия (скрытая теплота конденсации, турбулентный и радиационный теплообмен с океаном).

Для создания физических моделей необходимо понимание взаимодействия с крупномасштабными потоками четырех типов процессов: молекулярных (радиация), микромасштабных (в пограничном слое атмосферы), конвективных (в облаках), синоптических (особенно в тропиках). Очень важен анализ теоретических и экспериментальных проблем, связанных со взаимодействием этих процессов с крупномасштабной динамикой.

Таким образом, Программа исследования глобальных атмосферных процессов предполагает изучение физических процессов в тропосфере и стратосфере, а также закономерностей общей циркуляции атмосферы с целью подведения прочной физической и математической основы под методы долгосрочных прогнозов погоды.

Реализация Программы наблюдений встречает некоторые затруднения из-за необходимых крупных ассигнований. Однако можно надеяться, что по договоренности между государствами уже в 1973 г. будет проведен первый тропический эксперимент.

The monograph contains latest developments in studies of large scale circulation in troposphere and stratosphere. Necessary information on the composition and structure of the atmosphere is given. Different factors (underlying surface in the first place) which influence the structure of seasonal temperature fields in the troposphere, stratosphere and low mesosphere up to altitudes of 60—80 kilometers are analysed. Isobaric thickness charts for different layers of stratosphere and troposphere are presented.

In few sections of the monograph formation of global pressure field and air circulation is expounded. Much attention is given to frontal zones, the origin of nontropical cyclones and anticyclones and stages of their development and also to periodicity of these whirls in the Northern and Southern Hemispheres. There are also considered principles of advective—dynamical theory of cyclo- and anticyclogenesis. Information on the origin, structure and periodicity of tropical cyclones is given.

A particular section is devoted to jets stream. Their evolution is considered in connection with atmospheric fronts, cyclones and anticyclones.

There is also much practical material: vertical cross—sections of stream jets in the Northern and Southern Hemispheres and charts of their periodicity. It is pointed out that mountains (the Central-Asian mountains specifically) do not influence much upon formation and intensity of stream jets and their seasonal transitions.

In two chapters aperiodical tropospheric and stratospheric processes are featured. The author concentrates on classification of atmospheric processes, large scale air circulation and its quantitative characteristics, as well as on periodicity of different tropospheric processes in three adjacent regions of the Northern Hemisphere. The seasonal stratospheric air circulation and characteristic aperiodical processes such as separation of circumpolar cyclone into two parts and winter temperature rise are discussed in some detail. Much attention is given to the analysis of relationships among processes taken in vertical order (from Earth's surface to upper stratosphere). Processes in the troposphere are shown to effect significantly the transformation of temperature fields and geopotential in the stratosphere winter warmings included. Under discussion there are problems of solar activity relation to stratospheric processes and winter warmings. In these chapters the calculations of advective and adiabatic changes of temperature in the troposphere are presented and influence of factors causing winter warmings over the Northern Hemis-

phere is shown. In conclusion correlation between changes of geopotential in the upper troposphere (300 mb) and stratosphere up to 10 mb level is established.

The peculiarities of the meteorological regime of atmosphere circulation in the Arctic and Antarctic regions are described. The similarity and differences of meteorological processes in the polar regions of the Northern and Southern Hemispheres are discussed and the nature of the differences (e. g. existence of winter warmings in the stratosphere of the N. H. in contrast to the Central Antarctic Continent) is considered.

Particular section describes air circulation at low latitudes, trade and monsoon circulation, air exchange between the S. and N. H-es and quasi two years periodicity of wind in the equatorial stratospheric zone. Besides, there are presented some results concerning investigations of winter and summer atmospheric circulation and schemes for the general atmospheric circulation; inconsistencies of the former schemes are discussed.

In the last chapter significant attainments in hydrodynamical theory of the general atmospheric circulation are expounded. Attention is given to the following matters: methods of research, the numerical experiments and their significance, distribution of meteorological elements, importance of investigation of large- and small-scale processes interaction for the general atmosphere circulation theory. There is also presented information on the interaction of the atmosphere and underlying surface, and the predominant role of cloudiness in this interaction and on numerical modelling of the atmosphere etc. The book is based main on material obtained by the author.

Generalizations and up-to-date information not only form the picture of the present state, but also indicate the prospects of research in the general atmospheric circulation. The monograph may be of practical and scientific interest to research workers, post graduates and students of the global atmospheric circulation and related fields.

1. Астапенко П. Д. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария. М., Изд-во АН СССР, 1960.
2. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., изд. МГК при Президиуме АН СССР, 1963.
3. Аэроклиматический атлас северного полушария. Под ред. И. Г. Гутермана и И. В. Ханевской. Л., Гидрометеониздат, 1963.
4. Аэроклиматический атлас характеристик ветра северного полушария. Под ред. И. Г. Гутермана. Изд. НИИАК, 1963.
5. Багров Н. А. О некоторых особенностях корреляционного анализа и их применении к прогнозам погоды. — Метеорология и гидрология, 1968, № 1.
6. Байдал М. Х. Макроциркуляционный анализ и долгосрочные прогнозы погоды, сезонных явлений и колебаний климата. Ч. 1 и 2. Л., Гидрометеониздат, 1964.
7. Бачурин А. А. Количественные характеристики барических центров над Европой и попытки применения их к прогнозу давления. — Труды ЦИП, 1949, вып. 10.
8. Безрукова А. Я. О связи между площадью групп солнечных пятен и атмосферной циркуляцией меридионального южного типа в 11-летних солнечных циклах. — Солнечные данные, 1964, № 3.
9. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Л., Гидрометеониздат, 1957.
10. Берлянд Т. Г. Тепловой баланс атмосферы северного полушария. — В кн.: «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеониздат, 1961.
11. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л., Гидрометеониздат, 1961.
12. Бирюкова Л. А., Кастров В. Г. О суточном ходе температуры в стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1961, № 8.
13. Блинова Е. Н. К вопросу о среднем годовом распределении температуры в земной атмосфере с учетом материков и океанов. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1947, т. 2, № 1.
14. Блинова Е. Н. Гидродинамическая теория волн давления, температурных волн и центров действия атмосферы. — ДАН СССР, 1943, т. 39, № 7.
15. Блинова Е. Н. Метод решения нелинейной планетарной задачи долгосрочного прогноза метеорологических элементов. — Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 31.
16. Борисенков Е. П. Преобразование энергии в атмосфере северного и южного полушарий и взаимодействие процессов в обоих полушариях. — В кн.: «Метеорологические исследования», № 9. М., «Наука», 1965.
17. Борисенков Е. П., Осипов Б. А. Оценка особенностей энергетического баланса верхней атмосферы северного полушария. — Труды ААНИИ, 1964, т. 271, вып. 1.
18. Брегман Г. Р. Атлантические влияния на процессы замерзания и вскрытия рек. — Труды ГГИ, 1940, вып. 10.
19. Бугаев В. А. Образование струйного течения под влиянием горных массивов Средней и Центральной Азии. — Метеорология и гидрология, 1958, № 5.
20. Бугаев В. А. Типы распределения температуры с высотой над внутренними районами Антарктиды. — В кн.: «Антарктика». М., Изд-во АН СССР, 1962.
21. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеониздат, 1956.

22. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеониздат, 1971.
23. Буркова М. В. Сильные струйные течения над югом СССР. — Труды САНИГМИ, 1965, вып. 20.
24. Бурлудский Р. Ф. О структуре тропической атмосферы при возникновении тайфунов. — Метеорология и гидрология, 1964, № 3.
25. Быкова Л. П., Матвеев Л. Т. Эволюция полей облачности и температуры в движущемся циклоне (численный эксперимент). — Изв. АН СССР. Физика атмосферы в океане, 1966, т. 2, № 9.
26. Вангенгейм Г. Я. Опыт применения синоптических методов к изучению характеристики климата. М., Изд-во ЦУГМС, 1935.
27. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1946, № 5.
28. Вангенгейм Г. Я. Смещение центров действия атмосферы и среднего широтного зонального потока в связи с преобразованиями западной циркуляции. — Проблемы Арктики, 1958, № 5.
29. Вейль И. Г., Машкович С. А. О крупномасштабных атмосферных процессах с отрицательной вязкостью. — Метеорология и гидрология, 1970, № 8.
30. Ветлов И. П. Метеорологические наблюдения с ИСЗ. — Метеорология и гидрология, 1967, № 4.
31. Витвицкий Г. Н. Циркуляция воздуха над Китаем. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 2.
32. Вительс Л. А. Об определении индекса циркуляции по данным синоптического каталога. — Метеорология и гидрология, 1947, № 5.
33. Вительс Л. А. Интенсивность атмосферной циркуляции в Арктике и солнечная активность. — Метеорология и гидрология, 1946, № 6.
34. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Л., Гидрометеониздат, 1962.
35. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария. Л., Гидрометеониздат, 1968.
36. Гаврилин Б. Л. Численные эксперименты по общей циркуляции атмосферы. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, № 12.
37. Гаврилин Б. Л., Монин А. С. Модель долгосрочных взаимодействий океана и атмосферы. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4.
38. Гайгеров С. С. О зимних стратосферных потеплениях и весенних перестройках в Арктике и Антарктике. — Метеорология и гидрология, 1964, № 10.
39. Гайгеров С. С. Аэрология полярных районов. М., Гидрометеониздат, 1964.
40. Гайгеров С. С. Вопросы аэрологического строения, циркуляции и климата свободной атмосферы Центральной Арктики и Антарктики. — Метеорология, 1952, № 4.
41. Геохланян Т. Х. Исследование влияния солнечной активности на изменения температуры в стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1967, № 3.
42. Геохланян Т. Х. О связи между процессами в тропосфере и верхней стратосфере в холодное полугодие. — Метеорология и гидрология, 1969, № 5.
43. Геохланян Т. Х. Сильное потепление в стратосфере зимой 1967/68 г. Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 75.
44. Гирс А. А. Общие закономерности взаимодействия различных форм циркуляции атмосферы в северном полушарии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 6.
45. Гирс А. А. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. — Метеорология и гидрология, 1956, № 10.
46. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеониздат, 1960.
47. Громова Г. Г. Характеристика зональных и меридиональных процессов над Восточной Сибирью и прилегающей частью Тихого океана. — Труды ГГО, 1962, вып. 110.
48. Груза Г. В. Макротурбулентность в общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1961.

49. Гутерман И. Г. Карты воздушных течений над миром. — Труды НИИАК, 1968, вып. 53.
50. Гутерман И. Г. Распределение ветра над северным полушарием. Л., Гидрометеиздат, 1965.
51. Гутерман И. Г. Схема средней зональной и средней меридиональной циркуляции атмосферы над северным полушарием. — В кн.: «Динамика крупномасштабных процессов». Л., «Наука», 1967.
52. Гутман А. Н., Монин А. С. О вертикальной структуре муссона. — Метеорология и гидрология, 1947, № 2.
53. Гуцин Г. П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1964.
54. Давыдова Н. Г. К вопросу о распределении и основных путях движения циклонов и антициклонов в южном полушарии. — Труды ГОИН, 1964, вып. 72.
55. Джорджо В. А., Петросянц М. А. Летний антициклон над Тибетом. — ДАН УзССР, 1956, № 8.
56. Джорджо В. А. Струйные течения. (Обзор зарубежных исследований.) — Труды ТГО, 1956, вып. 12.
57. Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария. — Материалы метеорологических исследований XX столетия. М., изд. МГК при Президиуме АН СССР, 1968.
58. Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов. М. — Л., Гидрометеиздат, 1944.
59. Дмитриев А. А. Влияние материков и океанов на циркуляцию атмосферы. — Труды морского гидрофизического института, 1949, т. 2.
60. Добрышман Е. М. О циркуляции в тропосфере экваториальной области. — Метеорология и гидрология, 1964, № 5.
61. Дроздов О. А. Влияние океанов и материков на климат. Курс климатологии. Л., Гидрометеиздат, 1952.
62. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1963.
63. Дубенцов В. Р. Воздушные течения и распределение температуры в стратосфере и мезосфере. М., Гидрометеиздат, 1965.
64. Дюбюк А. Ф. О циркуляции атмосферы над Европой и Западной Сибирью. Л., Гидрометеиздат, 1946.
65. Е Ду-чжен, Чжу Бао-чжень. Некоторые важнейшие вопросы общей циркуляции атмосферы. Пер. с китайского. Л., Гидрометеиздат, 1961.
66. Е Ду-чжен и Гу Чжень-чао. Влияние Тибетского нагорья на атмосферную циркуляцию и на погоду Китая. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 2.
67. Жданов Л. А. Стратосферные антициклоны в южном полушарии. — Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 41.
68. Захарова Н. М. Прогностические значения некоторых особенностей термобарических полей в нижней стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1965, № 11.
69. Заставенко Л. Г. Атлас климатических характеристик барического поля тропосферы над северным полушарием. М., изд. НИИАК, 1967.
70. Зверев Н. И. Физико-статистический метод долгосрочного прогноза погоды. — Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 12.
71. Згурко В. Б. Преемственность синоптических процессов, приводящих к сильным похолоданиям. — Труды ГГО, 1957, вып. 70.
72. Зубян Г. Д. Синоптические исследования атмосферных фронтов. Л., Гидрометеиздат, 1955.
73. Зубян Г. Д. О межширотном обмене теплых и холодных масс воздуха в стратосфере зимой. — Метеорология и гидрология, 1959, № 1.
74. Игнатушина Е. Н. Некоторые особенности распределения кинетической энергии атмосферных движений над северным полушарием летом. — Труды НИИАК, 1968, вып. 53.
75. Исаев Э. А. К вопросу о преемственности синоптических процессов. — Труды ГГО, 1956, вып. 65.

76. Карпеев Г. А. О критериях успешности долгосрочных прогнозов метеорологических полей. — Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 28.
77. Кац А. Л. Циркуляция в атмосфере и мезосфере. Л., Гидрометеиздат, 1968.
78. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л., Гидрометеиздат, 1960.
79. Кац А. Л. Воздухообмен в тропической зоне и его связь с общей циркуляцией атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1968, № 2.
80. Кибель И. А. Применение уравнений гидромеханики бароклининой жидкости к метеорологии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1940, № 5.
81. Кибель И. А. Определение температуры в земной атмосфере. — ДАН СССР, 1940, т. 39, № 1.
82. Клименко Л. В., Строкина Л. А. О связи изменения теплосодержания вод Северной Атлантики с температурой воздуха на ЕТС в зимний сезон. — Труды ГГО, 1969, вып. 249.
83. Кондратьев К. Я., Борисенков Е. П., Морозкин А. А. Практическое использование данных метеорологических спутников. Л., Гидрометеиздат, 1966.
84. Кондратьев К. Я., Филиппович О. П. Тепловой режим верхних слоев атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1960.
85. Кочин Н. Е. Построение модели зональной циркуляции атмосферы. — Труды ГГО, 1934, вып. 10(2).
86. Кочин Н. Е. Об упрощениях уравнений гидромеханики для случая общей циркуляции атмосферы. — Труды ГГО, 1935, вып. 4.
87. Кружкова Т. С., Семенченко Л. Б. О вертикальной протяженности внутритропической зоны конвергенции над центральной акваторией Тихого океана и об условиях погоды этой зоны. — Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 41.
88. Курбаткин Г. П. Некоторые особенности поведения ультрадлинных волн в атмосфере. — ДАН СССР, 1967, № 4, т. 177.
89. Лайхтман Д. Л., Каган Б. А. и Бортковский Р. С. Об анализе уравнений гидродинамики, описывающих взаимодействия моря и атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961.
90. Леонов Н. Г. Характер зональной циркуляции над восточным побережьем Антарктиды. — Труды комплексной Антарктической экспедиции АН СССР. Сер. 2. М., Географгиз, 1958.
91. Лисогурский Н. И. Об особенностях строения поля давления в стратосфере полярных районов южного полушария. — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 75.
92. Литвиненко Л. И. О воздухообмене между северным и южным полушариями. — Метеорология и гидрология, 1965, № 6.
93. Логвинов К. Т. Метеорологические параметры стратосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970.
94. Матвеев Л. Г. Динамика формирования и прогноз слоистообразных облачных систем. — В кн.: «Динамика крупномасштабных процессов». М., «Наука», 1967.
95. Машкович С. А. Распределение температуры по высоте на разных широтах северного и южного полушарий. — Труды ЦИП, 1950, вып. 21 (48).
96. Машкович С. А. О сезонных изменениях струйных течений. — Метеорология и гидрология, 1956, № 6.
97. Машкович С. А. Гидродинамическая теория общей циркуляции атмосферы и численные эксперименты. — В кн.: «Результаты исследований по международным геофизическим проектам». Вып. 16. М., «Наука», 1968.
98. Машкович С. А. О регулирующей роли облачности в атмосферных процессах большого масштаба. — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 54.
99. Машкович С. А. О формировании зональной циркуляции. — Труды ЦИП, 1958, вып. 78.
100. Машкович С. А. О взаимодействии зональной циркуляции и наложенных на нее незональных возмущений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 6.

101. Мерцалова О. Б., Соколова М. В. Статистические связи между давлением на разных уровнях в свободной атмосфере. — Труды НИИАК, 1965, вып. 30.
102. Мещерская А. В. и др. Естественные составляющие метеорологических полей. Л., Гидрометеониздат, 1970.
103. Минина Л. С. Практика нефанализа. Л., Гидрометеониздат, 1970.
104. Михель В. М. О некоторых аэросиноптических признаках изменения барических областей (максимумов). — Геофизический сборник, 1932, т. 5, вып. 3.
105. Монин А. С. Прогноз погоды, как задача физики. Изд. М., «Наука», 1969.
106. Монин А. С., Обухов А. М. Статистические исследования крупномасштабных атмосферных процессов. — Труды Международного симпозиума. М., «Наука», 1966.
107. Морской атлас. Т. 2. М., 1963.
108. Морозова М. И., Петросянц М. А., Чернышева О. Н. Особенности воздушных течений над Памиром и Западным Тянь-Шанем. — Метеорология и гидрология, 1959, № 9.
109. Мультиановский Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов. Ч. 1. М., изд. ЦУЕГМС, 1938.
110. Мусаелян Ш. А. Гидродинамический прогноз средних месячных значений влажности и вертикальных токов для северного полушария Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 3.
111. Мустель Э. Р. О некоторых закономерностях в проблеме солнечная активность — атмосфера Земли. — Астрономический журнал, 1967, т. 44, № 6.
112. Мустель Э. Р. Солнечные корпускулярные потоки и их воздействие на атмосферу Земли. — Научные информации, 1968, вып. 10.
113. Мхитарян А. М. Нестационарная задача о муссонной циркуляции. — ДАН АрмССР, т. 19, № 2, 1954.
114. Обухов А. М. О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 3.
115. Олинцева-Небрат Г. Г. О междуширотном обмене масс воздуха в тропической и экваториальной зоне северного полушария. — Труды ЦИП, 1963, вып. 128.
116. Павловская А. А. Потепление в стратосфере над Арктикой в январе 1958 г. Материалы конференции по итогам МГГ (1960 г.) и метеорологического изучения Антарктиды (1959 г.). Л., Гидрометеониздат, 1961.
117. Пагава С. Т. Основы синоптического метода, долгосрочных прогнозов погоды малой благоприятности. — Труды НИУ ГУГМС, 1946, сер. 2, вып. 20.
118. Пагава С. Т. и др. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды. Л., Гидрометеониздат, 1966.
119. Пагава С. Т. Предвестники сезонов в нижней стратосфере. — Метеорология и гидрология, 1965, № 9.
120. Пагава С. Т. Об использовании данных наблюдений в стратосфере при анализе естественных синоптических сезонов. — Метеорология и гидрология, 1964, № 11.
121. Педь Д. А., Дуйцева М. А. О многопараметрической схеме прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 64.
122. Педь Д. А. Статистический способ уточнения прогноза аномалии средней месячной температуры воздуха. — Труды ЦИП, 1963, вып. 127.
123. Петросянц М. А. Влияние орографии на общую циркуляцию атмосферы. — Метеорологические исследования, 1968, № 16.
124. Петросянц М. А. О масштабе орографических влияний на синоптические процессы Средней Азии. — Методические указания по службе прогнозов, 1951, № 27.
125. Погосян Х. П. Изменение температуры воздуха в системе развивающихся циклонов. — Метеорология и гидрология, 1955, № 1.
126. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1947.

127. Погосян Х. П. Планетарные фронтальные зоны в северном и южном полушариях. Л., Гидрометеиздат, 1955.
128. Погосян Х. П. Струйные течения в атмосфере. М., Гидрометеиздат, 1960.
129. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1959.
130. Погосян Х. П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры и воздушных течений в стратосфере. — Труды ЦИП, 1961, вып. 104.
131. Погосян Х. П. Струйные течения в системе движущихся барических образований. — *Idojaras*, 1957, № 6, Будапешт.
132. Погосян Х. П., Савенкова Е. И. О числовом выражении вида атмосферной циркуляции. — *Метеорология и гидрология*, 1950, № 3.
133. Погосян Х. П., Павловская А. А. Процессы раздвоения стратосферного полярного циклона. — Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 6.
134. Погосян Х. П., Шабельникова М. В. Струйные течения и фронты. — Труды ЦИП, 1958, вып. 77.
135. Погосян Х. П. Об атмосферной циркуляции в Антарктике. — Труды комплексной антарктической экспедиции АН СССР. Сер. 2. М., Географиз, 1958.
136. Погосян Х. П., Павловская А. А. О влиянии солнечной активности на изменения температуры и циркуляции в стратосфере. — *Метеорология и гидрология*, 1966, № 1.
137. Погосян Х. П. Сезонные изменения температуры и характеристик струйных течений в южном полушарии. — В кн.: «Материалы конференции по итогам МГГ (1960 г.) и метеорологического изучения Антарктиды (1959 г.)». Л., Гидрометеиздат, 1961.
138. Погосян Х. П. Сезонные и внутрисезонные изменения температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции в стратосфере. — Изд. Наука, М., 1965.
139. Погосян Х. П., Бурцев А. И. Особенности эволюции полей температуры, влажности и давления воздуха в развивающихся циклонах. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 2.
140. Погосян Х. П., Бурцев А. И. Влияние вертикальных движений воздуха на изменение термического поля тропосферы. — *Метеорология и гидрология*, 1955, № 2.
141. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Преобразование поля геопотенциала и циркуляции в верхней стратосфере зимой. — Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 75.
142. Погосян Х. П., Павловская А. А., Летников Г. В. Непериодические процессы в стратосфере северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1969.
143. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере северного полушария. Л., Гидрометеиздат, 1965.
144. Погосян Х. П., Таборовский Н. Л. Аэрологические условия развития и затухания циклонов. — *Метеорология и гидрология*, 1939, № 12.
145. Погосян Х. П., Таборовский Н. Л. Высотные деформационные поля и их роль в цикло- и антициклогенезе. — *Метеорология и гидрология*, 1940, № 4.
146. Погосян Х. П., Таборовский Н. Л. Трансформация воздушных масс и динамика атмосферных процессов. — *Метеорология и гидрология*, 1940, № 4.
147. Погосян Х. П., Таборовский Н. Л. Среднее и действительное распределение энергии в атмосфере. — *Метеорология и гидрология*, 1940, № 9.
148. Погосян Х. П., Таборовский Н. Л. Адвективно-динамические основы фронтологического анализа. — Труды ЦИП, 1948, № 7.
149. Погосян Х. П., Угарова К. Ф. Влияние центральноазиатского горного массива на формирование струйных течений. — *Метеорология и гидрология*, 1959, № 11.
150. Покровская Т. В. О двухлетней цикличности в ходе метеорологических явлений. — Труды ГГО, 1959, вып. 89.

151. Пчелко И. Г. *Авиационная метеорология*. Л., Гидрометеиздат, 1963.
152. Ракипова Л. Р. *Тепловой режим атмосферы*. Л., Гидрометеиздат, 1957.
153. Ракипова Л. Р. *О воздействии солнечной активности на общую циркуляцию атмосферы*. — *Астрономический сборник*. Львов, 1960.
154. Ракипова Л. Р., Швеиц М. Е. *Современное состояние и перспективы развития численных экспериментов по общей циркуляции атмосферы и гидросферы*. — В кн.: «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат, 1966.
155. Риль Г. *Тропическая метеорология*. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, М., 1963.
156. Рубашев Б. М. *Внутригодовые флюктуации солнечной активности и типы атмосферной циркуляции*. — *Астрономические данные за 1959 г.* 1960, № 11.
157. Русин Н. П. *Климат Антарктиды*. Л., Гидрометеиздат, 1958.
158. Садовников А. В. *Некоторые новые характеристики общей циркуляции атмосферы во внетропических широтах и их временной ход*. — В кн.: «Труды науч. конф. по общей циркуляции атмосферы». Л., Гидрометеиздат, 1962.
159. Сазонов Б. И. *Высотные барические образования и солнечная активность*. Л., Гидрометеиздат, 1964.
160. Сарымсаков Т. А., Бугаев В. А., Джорджио В. А. *Статистическая характеристика синоптических положений над Средней Азией для холодного полугодия*. — *Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.*, 1947, № 11.
161. Семенов В. Г. *Влияние подстилающей поверхности на формирование атмосферных макропроцессов*. — *Труды ЦИП*, 1954, вып. 35.
162. Семенов В. Г. *Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР*. М., Гидрометеиздат, 1960.
163. Смагоринский Дж., Манабе С., Холлоуей Дж. Л. *Результаты численных экспериментов с девятиуровневой моделью общей циркуляции атмосферы*. — В кн.: «Теория климата». Л., Гидрометеиздат, 1967.
164. Сорочан О. Г. *Некоторые особенности муссонной циркуляции Восточной Азии*. — *Труды ГГО*, 1957, вып. 70.
165. *Солнечные данные (журн.)*, 1957, № 10—12, 1958, № 10—12; 1962, № 10—12; 1963, № 1—3, 10—12; 1964, № 1—3, 10—12; 1965, № 1—3.
166. Спиридонова Ю. В. *Сопряженность атмосферной циркуляции в разных частях северного полушария*. М., Изд-во АН СССР, 1962.
167. Стехновский Д. И. *К вопросу о взаимосвязи зональной циркуляции атмосферы северного и южного полушарий*. — *Труды ЦИП*, 1965, вып. 143.
168. Стехновский Д. И. *Барическое поле земного шара*. Л., Гидрометеиздат, 1962.
169. Таборовский Н. Л. *Гидродинамическая теория бароклинной атмосферы и основные вопросы синоптической метеорологии*. — *Труды НИУ*, 1947, сер. 2, вып. 26.
170. Таубер Г. М. *Антарктика, ч. 1*. Л., Гидрометеиздат, 1956.
171. *Теория климата*. Л., Гидрометеиздат, 1967.
172. Тер-Мкртчян М. Г. *О выборе матрицы выигрышей для оценки качества прогноза*. — *Труды Гидрометцентра СССР*, 1968, вып. 28.
173. Толстиков Е. И. *Циклоническая деятельность в Восточной Антарктиде*. — *Метеорологические исследования*, 1963, № 5.
174. Трешников А. Ф. *Особенности ледового режима Южного Ледовитого океана*. — *Труды САЭ*, 1963, т. 21.
175. Туркетти З. Л. *Анализ одного холодного вторжения*. — *Труды НИУ*, 1943, т. 2, вып. 6.
176. Туркетти З. Л. *Учет особенностей термобарического поля нижней стратосферы при составлении сезонных прогнозов погоды*. — *Метеорология и гидрология*, 1965, № 10.
177. Угарова К. Ф. *Роль изменений температурного поля тропосферы в эволюции струйных течений*. — *Метеорология и гидрология*, 1958, № 1.
178. Усманов Р. Ф. *Аэроклиматография Евразии*. — *Труды ЦИП*, 1947, вып. 20.

179. Усманов Р. Ф. Изменения высот главных изобарических поверхностей после вспышек на Солнце. — *Астрономический журнал*, 1967, № 6.
180. Уэбб В. Структура стратосферы и мезосферы. Пер. с англ. М., «Мир», 1960.
181. Федоров Е. К. Исследования верхних слоев атмосферы при помощи ракет и искусственных спутников Земли. — *Природа*, 1957, № 9.
182. Федоров Е. К., Скуридин Г. А. Ракеты и искусственные спутники Земли в исследовании верхней атмосферы. — *Вестник АН СССР*, 1957, № 8.
183. Федоров Е. К. Потепление в стратосфере над Антарктидой зимой 1964 г. (по наблюдениям в Мирном). — *Метеорология и гидрология*, 1965, № 6.
184. Филлипс Н. А. Общая циркуляция атмосферы. Численный эксперимент. — В кн.: «Теория климата». Л., Гидрометеиздат, 1967.
185. Ханевская И. В. Изменчивость температуры в стратосфере северного полушария зимой. — *Труды НИИАК*, 1969, вып. 47.
186. Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. Л., Гидрометеиздат, 1968.
187. Хвостиков И. А. Высокие слои атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1964.
188. Храбров Ю. Б. Прогноз циркуляционных условий однородного макросиноптического процесса. — *Труды ЦИП*, 1957, вып. 63.
189. Храбров Ю. Б. Некоторые вопросы учета солнечной активности при составлении месячных прогнозов погоды. — *Труды ЦИП*, 1958, вып. 71.
190. Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. — В кн.: «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат, 1956.
191. Хромов С. П. Атмосферная циркуляция в тропиках. — В кн.: «Современные проблемы климатологии». Л., Гидрометеиздат, 1966.
192. Чаплыгина А. С. Циркуляционный режим атмосферы северного полушария в первой половине XX столетия и его связь с аномалиями средней месячной температуры воздуха. — В кн.: «Циркуляционные и климатические эпохи северного полушария в первой половине XX столетия». М., «Наука», 1968.
193. Шабельникова М. В. О роли вертикальных движений в изменении температуры при стратосферных потеплениях. — *Метеорология и гидрология*, 1966, № 11.
194. Шабельникова М. В. О летнем режиме температурного поля и воздушных течений в стратосфере. — *Труды ЦИП*, 1962, вып. 128.
195. Швец М. Е. Об особенностях атмосферных движений в экваториальной зоне. — *Труды ГГО*, 1953, вып. 33 (95).
196. Швец М. Е. К гидродинамической теории зональной циркуляции атмосферы. — *Труды ГГО*, 1953, вып. 41 (103).
197. Шишков В. Г. О некоторых закономерностях в развитии атмосферных процессов. — *Метеорология и гидрология*, 1957, № 7.
198. Шулейкин В. В. Атлантические воды и климат СССР. — *Изв. АН СССР*. Сер. 8., 1935, № 8 и 9.
199. Шулейкин В. В. Физика моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.
200. Эйгенсон М. С. и др. Солнечная активность и ее земные проявления. М., Гостехиздат, 1948.
201. Эйгенсон М. С. Солнце, погода, климат. Л., Гидрометеиздат, 1963.
202. Юдин М. И. Физико-статистические методы прогнозов погоды и возможность их внедрения. — *Метеорология и гидрология*, 1967, № 11.
203. Agrabadshi W. J. Zum Problem der Ozonenstehung in der Stratosphäre. *Z. Met.* Bd. 21, H 8, Berlin, 1970.
204. Baur F. Zur Messung des Allgemeinen Luftkreislaufes in den gemässigten Zone. *Ann. Hydrogr. Marit. Met.* August, 1938.
205. Baur F. Physikalisch-Statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungs Vorhersagen. B. J. Frankfurt am Main, 1956.
206. Bjerknes V. und Bjerknes J., Solberg H., Bergeron T. *Physikalische Hydrodynamik*. Berlin, 1933.
207. Bojkov R. Global vertical ozone distribution and its peculiarity. Boulder, Colorado, 1967.

208. Божков Р. Д. Връзката между изменението на температурата и озона в средната стратосфера. Хидрология и метеорология, № 2, София, 1963.
209. Böhme W. Über den etwa 2-jährigen Lufdruck der allgemeinen Zirkulation und seine Ursachen. Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der Deutschen Demokratischen Republik bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, 1969.
210. Briggs P. S. Meteorological Rocket Data Mc Murdo station, Antarctica 1962—1963. J. Appl. Met., V. 4, N. 2, 1965.
211. Chaudhury A. M. A theoretical analysis of upper-air circulation over Indo-Pakistan. Pakistan J. Sc., V. 5, N. 2., 1953.
212. Chen Chao-Koo. Der dynamische Einfluss der Hochlande von Tibet auf die Ost-Asiatische Zirkulation. Acta Physica Acad. Sc., Hungaricae, IV, 1955.
213. Chu Co-ching. Southeast monsoon and rainfall in China. "Collected scientific papers, Meteorology", Peking, 1954.
214. Craig R. A. and Hering W. S. The stratospheric warming of January—February 1957. J. Met., V. 16, N. 4, 1959.
215. Craig R. A., Lateef M. A. Vertical motion during 1957 stratospheric warming. J. Geophys. Res., V. 67, N. 5, 1962.
216. Craig R. A., Ohring G. The temperature dependence of ozone radiation heating rates in the vicinity of the mesopause. J. Met., 15, 1, 1958.
217. Defant A. Die Zirkulation der Atmosphäre in den gemäßigten Breiten der Erde. Geogr. Ann., Bd. 3, 1921.
218. English R. M., Solot S. B., Thur H. A. The mean vertical structure of the jet stream. Tellus, N. 3, 1955.
219. Fletcher R. D. The general circulation of the tropical and equatorial atmosphere. J. Met., N. 2, 1945.
220. Flohn H. Die Revision der Lehre vom Passatkreislauf, Met. Rundschau, Bd. 6, H. 1—2, 1953.
221. Flohn H. Grundzüge der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Sudhalbkugel (Auf Grund der aerologischen Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition "Schwabenland", 1938/39). Wien, 1950.
222. Georgie W. Jet Stream Probleme. Flug. Rev. N. 1, 1962.
223. Johansen H. Variations in the total amount of ozone over Tromsø and their correlations with other meteorological elements. Geophys. Publ. Oslo, 19, N. 5, 1955.
224. Kaplan L. D. The absorption of solar radiation by CO₂. Probl. met. stratosphere mesosphere. Paris, 1966.
225. Kellogg W. W. Meteorological soundings in the upper atmosphere. WMO Technical Note, N. 60, 1964.
226. Koteswaram P. and Parthasarathy S. The mean jet stream over India in the pre-monsoon seasons and vertical motion associated with sub-tropical jet stream. Ind. J. Met. Geophys., v. 5, N. 3, 1953.
227. Labitzke K. On the mutual relations between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warmings in winter. J. Appl. Met., V. 4, N. 1, 1965.
228. Lorenz E. N. Maximum simplification of the dynamic equation. Tellus, V. 12, N. 3, 1960.
229. Lorenz E. N. The nature and theory of general circulation of the atmosphere. WMO, 1967.
230. Meteorologische Abhandlungen Bd. XII, XIII, XV—XX, XXIV—XXVI, XXIX—XXXI, XXXVIII—XL, XLVII—IL, LVI—LVIII, LXVI—LXVIII, LXXX—LXXXII. Inst. Met. Geophys. der Freie Univ. Berlin, 1958—1968.
231. Meighem J. Van. Le mouvement des tourbillons atmosphériques. Tellus, V. 3, 1951.
232. Mintz V. The observed zonal circulation of the atmosphere. BAMS, 1954, 35, N. 5.
233. Mironovitch V. Sudden stratospheric mid-winter warming and geomagnetic activity. Symposium on interaction between upper and lower layers of the atmosphere (organized by ICMUA). Vienna, May 3—7, 1966.
234. Möller E. Eine Berechnung des horizontalen Gasaustausch über dem Atlantischen Ozean. Arch. Met. Geophys., Biokl., Ser. A, Met. Geophys., Bd. 2, H. 1, 1950.

235. Morris I. E. and Miers B. T. Circulation disturbances between 25 and 70 kilometers associated with the sudden warming of 1963. *J. Geophys. Res.*, V. 69, N. 2, 1964.
236. Murgatroyd R. J. and Goody R. M. Sources and sinks of radiative energy from 30 to 90 km. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, V. 84, N. 361, 1958.
237. Murgatroyd R. J. and Singleton F. Possible meridional circulations in the stratosphere and mesosphere. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, V. 87, N. 372, 1961.
238. Murgatroyd R. J. Radiation sources and sinks in the stratosphere and mesosphere. *Probl. météorol. stratosphère mésosphère*. Paris, 1966.
239. Öhring G. The radiation budget of the stratosphere. *J. Met.*, V. 15, N. 5, 1958.
240. Palmén E., Newton C. A study of the mean wind and temperature, disturbance in the vicinity of the polar front in winter. *J. Met.*, v. 5, N. 6, 1948.
241. Palmén E. General circulation of the tropics. *Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology*. Rotorua, 1963, Wellington, N. 7, 1964.
242. Palmén E., Riehl H. and Vuorela L. A. On the meridional circulation and release of kinetic energy in tropics. *J. Met.*, 15, N. 3, 1958.
243. Palmer C. E. The practical aspect of tropical meteorology. *Air Force Survey in Geophysics*, 76, Bedford, Mass, 1955.
244. Palmer C. E. The general circulation between 200 mb and 10 mb over the Equatorial Pacific. *Weather*, V. IX, N. 11, 1954.
245. Pogosjan Ch. P. Untersuchungen der jahreszeitlichen Änderungen der Temperatur und der Strahlströme auf der süd- und Nord-Nalbkugel. *Z. Met.*, B. 15, H. 1—6, 1961, Berlin.
246. Pogosjan H. P. Seasonal peculiarities of the temperature and atmospheric circulation regimes in the Arctic and Antarctic. *WMO Technical Note*, N. 28, Geneva, 1959.
247. Pressman J. Seasonal and latitudinal temperatures changes in the ozonosphere. *J. Met.*, 12, N. 1, 1955.
248. Riehl H. *Tropical Meteorology*. N. 4, 1954.
- 248a. Reed R. J. The present status of the 26-month oscillation. *BAMS*, V. 46, N. 7, 1965.
249. Rossby C. G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action. *J. Mar. Res.*, V. II, N. 1, 1939.
250. Scherhag R. Zur Theorie der Hoch und Tiefdruckgebiete. *Met. Zeit.*, Bd. 51, H. 4, 1934.
251. Scherhag R. Bemerkungen zur Divergenz theorie der Zyklonen. *Met. Zeit.*, Bd. 53, H. 2, 1936.
252. Scherhag R. Explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spätwinters 1951/1952. *Ber. Deutsch. Wetterdienst in der U. S. Zone*, 1952, N. 38.
253. Scrase F. J. Relatively high stratosphere temperature of February 1951. *J. Met.*, V. 82, N. 267, 1953.
254. Shaw N. *Manual of Meteorology*. V. 11, 1936.
255. *Statistical Analysis and Prognosis in Meteorology*. Technical Note, N. 71, WMO. 178, Tp. 88, Geneva, 1966.
256. Stüve G. und Mügge R. *Energetik des Wetters. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*. Bd. 22, 1935.
257. Teweles S. and Finger F. G. An abrupt change in stratospheric circulation beginning in mid-January 1958. *Month. Weather Rev.* V. 86, N. 1, 1958.
258. Wada H. A. Study on the behaviour of the polar vortex and its application to long-range weather forecasting. *Geophys. Magazine*, V. 31, N. 2. Tokyo, 1962.
259. Warnecke G. Ein Beitrag zur Aerologie der arktischen Stratosphäre. *Met. Abhandl. Inst. Met. Geophys. Freie Univ. Berlin*, 1956. V. 3, N. 3.
260. Wexler H. and Moreland W. B. Winds and temperatures in the Arctic stratosphere. *Polar Atmosphere Symposium*. Part I, 1958.
261. Wexler H. Seasonal and other temperature changes in the Antarctic atmosphere. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, V. 85, N. 365, 1959.
262. World data center A. Data report Meteorological rocket network firings.

Введение	3
Глава первая	
О составе и строении атмосферы	
1.1. Состав атмосферы	12
1.2. Строение атмосферы	14
1.3. Озон в атмосфере (O_3)	17
1.4. Ионизация атмосферы	22
1.5. Атмосфера—космос	24
Глава вторая	
Температура воздуха в тропосфере—мезосфере	
2.1. Главные факторы, влияющие на сезонное распределение температуры	25
2.2. О тепловой трансформации воздушных масс	30
2.3. Влияние подстилающей поверхности на формирование сезонного поля температуры в тропосфере	35
2.4. Температура воздуха в тропосфере	43
2.5. Факторы, влияющие на формирование сезонного поля температуры в стратосфере	48
2.6. Температура воздуха в стратосфере и мезосфере	51
Глава третья	
Поле давления и циркуляция воздуха	
3.1. Главные факторы, определяющие общую циркуляцию атмосферы	68
3.2. Стадии развития циклонов и антициклонов	69
3.3. Поле давления и ветра в стратосфере	76
3.4. Ветер в стратосфере и мезосфере	85
3.5. Высотные фронтальные зоны	87
Глава четвертая	
Атмосферные вихри	
4.1. Циклоны и антициклоны внетропических широт	97
4.2. Стадии развития циклонов и антициклонов	102
4.3. Сезонные условия цикло- и антициклогенеза в северном полушарии	110
4.4. Повторяемость циклонов и антициклонов зимой	115
4.5. Повторяемость циклонов и антициклонов летом	119
4.6. Тропические циклоны	123
Глава пятая	
Струйные течения	
5.1. Некоторые характеристики струйных течений	133
5.2. О классификации струйных течений	138

5.3. Струйные течения и атмосферные фронты	144
5.4. Струйные течения и тропопауза	147
5.5. Эволюция струйных течений	149
5.6. Струйные течения в системе циклонов и антициклонов	152
5.7. Повторяемость струйных течений в северном полушарии	156
5.8. О влиянии Центральноазиатского горного массива на формирование струйных течений в Южной Азии	159

Глава шестая

Непериодические процессы в тропосфере

6.1. Сезонные изменения приземного давления	176
6.2. Макротурбулентный обмен воздушных масс	178
6.3. О типизации атмосферных процессов	181
6.4. Крупномасштабная атмосферная циркуляция и ее количественные характеристики	184
6.5. Атмосферные процессы в смежных районах северного полушария	193
6.6. Аномалии атмосферной циркуляции	197

Глава седьмая

Непериодические процессы и зимние потепления в стратосфере

7.1. Особенности сезонной циркуляции воздуха в стратосфере	203
7.2. Характерные изменения циркуляции воздуха в стратосфере	213
7.3. Раздвоение центра стратосферного циклона	217
7.4. О природе стратосферных потеплений	220
7.5. Влияние тропосферных процессов на процессы в стратосфере	224
7.6. Преобразования полей температуры, геопотенциала и циркуляции в верхней стратосфере зимой	228
7.7. Траектории очагов тепла в стратосфере зимой	238
7.8. Зимние потепления в стратосфере и солнечная активность	248

Глава восьмая

Некоторые характеристики циркуляции воздуха в связи с тропосферными процессами

8.1. Индексы меридиональности и зональности при потеплении в стратосфере	258
8.2. Влияние адвективных и адиабатических факторов в изменении температуры воздуха в стратосфере	259
8.3. Резкое потепление в стратосфере северного полушария в январе 1963 г.	263
8.4. Статистические данные о связи между изменениями геопотенциала на поверхности 300 мб и вышележащими поверхностями	266

Глава девятая

Метеорологический режим и циркуляция атмосферы в Арктике и Антарктике

9.1. Поле температуры и ветра в Арктике и Антарктике зимой	279
9.2. Характерные черты атмосферной циркуляции в Антарктике летом	286
9.3. О зимних стратосферных потеплениях в Центральной Антарктиде	290

Глава десятая

Циркуляция воздуха в низких широтах

10.1. Пассатная циркуляция	294
10.2. Муссонная циркуляция	306

10.3. Воздухообмен между северным и южным полушариями	318
10.4. О квазидвухлетней цикличности ветра в стратосфере экваториальной зоны	321

Глава одиннадцатая

Схемы общей циркуляции атмосферы

11.1. Характерные черты циркуляции атмосферы зимой	331
11.2. Основные черты летней циркуляции	335
11.3. Циркуляция воздуха в переходные сезоны	339
11.4. Недостатки схем общей циркуляции атмосферы	340

Глава двенадцатая

Некоторые вопросы гидродинамической теории общей циркуляции атмосферы

12.1. Введение	343
12.2. Методика исследований. Роль «численных экспериментов» по общей циркуляции атмосферы. Теория климатического распределения метеорологических элементов	344
12.3. Значение и место исследований взаимодействия процессов различных пространственных и временных масштабов в теории общей циркуляции атмосферы	347
12.4. Динамика длинных волн	348
12.5. Взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью. Регулирующая роль облачности	354
12.6. Численные эксперименты с помощью нестационарных моделей для «воспроизведения» общей циркуляции атмосферы	356
Заключение	371
Литература	382

Погосян ОБЩАЯ
Хорен ЦИРКУЛЯЦИЯ
Петрович АТМОСФЕРЫ

Редактор Л. И. Штанникова
Художник А. А. Винер
Техн. редактор А. Г. Алексеев
Корректоры: Г. Н. Рима н т
и А. В. Х ю р к е с

Сдано в набор 16/XII 1971 г.
Подписано к печати 3/III 1972 г.
М-08072. Бумага 60×90^{1/16}, тип. № 1.
Печ. л. 24,75. Уч.-изд. л. 26,73. Тираж 1350 экз.
Индекс МЛ-197. Заказ № 658. Цена 2 р. 91 к.
Гидрометеониздат
Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Главполи-
графпрома Комитета по печати при Совете
Министров СССР. Ленинград,
Прачечный пер., д. 6.