Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО «Уральский государственный технический университет – УПИ»

В.В. СИДОРОВ

КЛИМАТОЛОГИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЯ

Учебное пособие

Екатеринбург
2006

УДК 551.5 (075.8)
ББК 26.23я73
С34
Рецензенты:
технический совет (секция гидрометеорологии) Уральского межрегионального территориального управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (главный специалист Н.И.Фирюков); старший научный сотрудник Екатеринбургского медицинского научного центра, канд. географ. наук А.М.Губкин

Сидоров В.В.
С34 Метеорология и климатология : учебное пособие / В.В.Сидоров. Екатеринбург: ГОУ ВПО УГТУ-УПИ, 2006. 146 с.
ISBN 5- 321 - 00894-9

В соответствии с программой для студентов специальности 330100 в перечень изучаемых дисциплин в блок ЕН (общие математические и естественно-научные дисциплины) по разделу ЕН.Р.00 – Национально-региональный (вузовский) компонент включена дисциплина ЕН.Р.01 «Климатология и метеорология» с общим объемом 68 час (курс лекций – 34 часа).

Данное учебное пособие содержит информацию по основам метеорологии и климатологии, поясняющую основные понятия этих дисциплин, процессы, происходящие в атмосфере. Обсуждается влияние тепло-, влагооборота и атмосферной циркуляции на климатообразование. Рассматривается влияние на климат и погоду распределение по планете барических областей, постоянных и временных воздушных и морских течений. Дается краткая информация о климатах геологического прошлого Земли, причины изменения климата, как естественные, так и антропогенные.

Учебное пособие может быть рекомендовано студентам специальности 330100 – Безопасность жизнедеятельности.

Библиогр.: 12 назв. Табл. 2. Рис. 34.

УДК 551.5(075.8)
ББК 26.23я73

ISBN 5- 321- 00894-9 © ГОУ ВПО «Уральский государственный технический университет - УПИ», 2006

ВВЕДЕНИЕ

Климатология и метеорология

Климатологией называется раздел метеорологии, в котором изучаются закономерности формирования климатов, их распределение по Земному шару и изменение в прошлом и будущем.

Под климатом в узком смысле слова, или локальным климатом, понимают совокупность атмосферных условий за многолетний период, свойственных тому или иному месту в зависимости от его географической обстановки. В таком понимании климат является одной из физико-географических характеристик местности.

Климатом в широком смысле, или глобальным климатом, называется статистическая совокупность состояний, проходимых системой атмосфера-океан-суша-криосфера-биосфера за периоды времени в несколько десятилетий. В таком понимании климат есть понятие глобальное.

Климат, являясь одной из физико-географических характеристик среды, окружающей человека, оказывает решающее влияние на хозяйственную деятельность людей: на специализацию сельского хозяйства, размещение промышленных предприятий, воздушный, водный и наземный транспорт и т.п. Знание основ метеорологии и климатологии необходимо для понимания процессов в земной атмосфере, которые могут усилить или ослабить воздействие на экологическую обстановку в районе какого-либо предприятия либо целого региона.

Метеорологией называется наука об атмосфере, о ее составе, строении, свойствах и протекающих в ней физических и химических процессах. Главными задачами метеорологии являются описание состояния атмосферы в данный физический момент времени и прогноз ее состояния на будущее. В некоторых случаях возникает необходимость восстановить состояние атмосферы в прошлом.

Метеорология и климатология используют методы и достижения точных физических наук и даже математического аппарата, причем довольно сложного. Все атмосферные явления на планете Земля протекают под влиянием рельефа местности, в соответствии с очертаниями материков и океанов, распределением рек, морей, ледникового покрова, растительности, что определяет географичность метеорологии и климатологии и их вхождение в комплекс географических наук.

Понимание закономерностей климата возможно на основании изучения тех общих закономерностей, которым подчинены атмосферные процессы. Поэтому при анализе причин возникновения различных типов климата и их распределения по земному шару исходят из понятий и законов метеорологии.

Атмосфера

Атмосфера - это газовая оболочка Земли с содержащимися в ней аэрозольными частицами, движущаяся вместе с Землей в мировом пространстве как единое целое и одновременно принимающая участие во вращении Земли. На дне атмосферы протекает вся наша жизнь.

Воздух, как известно, сжимаем, поэтому его плотность в нижних слоях атмосферы максимальна и убывает с высотой, постепенно сходя на нет (переходит в космическое пространство) без резкой границы:

- 50 % всей атмосферы сосредоточено в нижних 5 км;
- 75 % всей атмосферы сосредоточено в нижних 10 км;
- 90 % всей атмосферы сосредоточено в нижних 20 км.

Но присутствие воздуха обнаруживается до очень больших высот. Полярные сияния указывают на наличие атмосферы на высотах 1000 км и более. А спутники регистрируют, хотя и разряженную, атмосферу на высотах более 20 000 км.

Наиболее важны с практической стороны атмосферные процессы непосредственно вблизи земной поверхности и в нижних слоях атмосферы 20–30 км. Но и высокие слои (от десятков до нескольких тысяч километров) приобрели большое практическое значение (радиосвязь).

В высоких слоях происходит поглощение ультрафиолетового и корпускулярного солнечного излучения, которое вызывает различные фотохимические реакции разложения нейтральных газовых молекул на электрически заряженные частицы – ионы. Поэтому верхние слои сильно ионизированы и обладают очень большой электропроводностью. В этих слоях наблюдаются такие явления, как полярные сияния и постоянное свечение воздуха, создающее так называемый ночной свет неба; электрическое состояние высоких слоев определяет условие распространения радиоволн. В последние годы возникло отдельное учение, касающееся физических и химических процессов в высоких слоях атмосферы – аэрономия.

Погода

В атмосфере происходят многообразные физические процессы, непрерывно изменяющие ее состояние. Физическое состояние атмосферы у земной поверхности и в нижних 30–40 км в данный момент времени называется погодой. Погода характеризуется метеорологическими величинами (температура, давление, влажность воздуха, ветер, облачность, атмосферные осадки) и атмосферными явлениями (гроза, туман, пыльная буря, метель и др.). Изменения погоды у земной поверхности оказывают влияние на очень многие области хозяйственной деятельности человека, и особенно на сельское хозяйство. Погода в более высоких слоях влияет на работу авиации. Атмосферные процессы на разных высотах связаны между собой, поэтому для понимания причин изменения погоды у земной поверхности необходимо изучать всю толщу атмосферы, по крайней мере, до высоты в 30–40 км.

Климат

Каждую местность, несмотря на различие погоды в отдельные дни, можно охарактеризовать вполне определенным климатом. Как уже говорилось, локальным климатом называют совокупность атмосферных условий за многолетний период, присущих данной местности в зависимости от ее географической обстановки. Под географической обстановкой подразумевается не только положение местности, т.е. широта, долгота и высота над уровнем моря, но и характер земной поверхности, орография, почвенный покров и др. Атмосферные условия, определяющие климат каждого места, не только испытывают периодические изменения в годовом ходе (от зимы к лету и от лета к зиме), но и несколько изменяются от года к году. Это так называемая межгодовая изменчивость атмосферных условий.

Фактические данные показывают, что в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен лет совокупность атмосферных условий от одного многолетнего периода (примерно 30 лет) к другому меняется лишь в самых ограниченных пределах, причем часто носят характер колебаний. Величина многолетних колебаний оказывается значительно меньше межгодовой изменчивости атмосферных условий.

Таким образом, локальный климат обладает определенной устойчивостью и поэтому является одной из физико-географических характеристик местности, одной из составляющих географического ландшафта. Климат связан с другими составляющими географического ландшафта благодаря существованию тесных зависимостей между состоянием земной поверхности, атмосферными процессами и влиянием Мирового океана.

История климатов прошлого показывает, что климаты на Земле претерпевали очень большие изменения, причем, периодические. Так, известно, что были ледниковые периоды, которые отступали и вновь возвращались. В эти изменения были вовлечены и локальные климаты.

Главными задачами климатологии является изучение глобальной климатической системы и прогноз возможных изменений климата– глобального и локального на ближайшее время и на отдаленную перспективу.

Связи атмосферы с солнцем и земной поверхностью

Источником энергии атмосферных процессов является солнечная радиация (излучение), приходящая к Земле из мирового пространства от Солнца. Количество тепла, получаемое в среднем за год единицей площади земной поверхности от Солнца примерно в 30 млн. раз больше, чем энергия излучения звезд и планет, и в 30 тыс. раз больше, чем тепло, идущее из недр Земли. Поэтому мы вправе рассматривать Солнце как практически единственный источник энергии для земной поверхности и атмосферы. Именно лучистая энергия Солнца превращается в атмосфере и на земной поверхности в теплоту, она же служит источником энергии атмосферных явлений, превращается в другие виды энергии. Превращения

солнечной энергии в атмосфере достаточно сложны: солнечные лучи больше нагревают земную поверхность, чем непосредственно воздух, а уже между земной поверхностью и атмосферой происходит обмен теплотой, а также водой и водяным паром (на что затрачивается солнечная энергия).

Земная поверхность также оказывает большое влияние на атмосферу. Рельеф и температурные неоднородности земной поверхности имеют большое значение для воздушных движений. Поднимаемые с земной поверхности в атмосферу пыль и другие аэрозоли оказывают определенное влияние на оптические свойства атмосферы и ее электрическое состояние.

В свою очередь, наличие атмосферы вызывает различные физические процессы – ветровую эрозию, морские течения и ветровое волнение на море, установление и сход снежного покрова и др.

В составе солнечного излучения есть коротковолновая ультрафиолетовая радиация, общая энергия которой невелика, но которая производит сильнейшее фотохимическое действие на высокие слои атмосферы. Сильно влияет на высокие слои атмосферы и корпускулярная радиация Солнца (потоки элементарных частиц). Ультрафиолетовая и корпускулярная радиация значительно изменяется во времени в зависимости от солнечной активности, т.е. от физических процессов, происходящих на Солнце и приводящих в том числе к изменению числа и размеров солнечных пятен. В связи с солнечной активностью меняется состояние высоких слоев атмосферы, их ионизация, электропроводимость и пр. Это, в свою очередь, сказывается и на состоянии нижних слоев, а значит, на погоде и климате. Механизм воздействия верхних слоев атмосферы на нижние слои еще не ясен.

Существуют три основных цикла атмосферных процессов, участвующих в формировании погоды и определяющих климат. Это так называемые климатообразующие процессы – теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция.

Теплооборот

Термин «теплооборот» описывает сложные процессы получения, передачи, переноса и потери тепла в системе земля – атмосфера. Поток солнечной радиации, идущий от Солнца к Земле, частично отражается воздухом, облаками и примесями назад в мировое пространство. Эта энергия безвозвратно теряется для Земли. Другая часть проходит сквозь атмосферу. Атмосфера частично и в сравнительно небольшой степени поглощает солнечную радиацию, преобразуя ее в теплоту, частично рассеивает ее, изменяя спектральный состав.

Прямая солнечная радиация, прошедшая сквозь атмосферу, и рассеянная радиация, попадая на земную поверхность, частично от нее отражаются, но в большей степени поглощаются ею и нагревают верхний слой почвы и водоемов. Земная поверхность сама испускает невидимую инфракрасную радиацию, которая в большей степени поглощается атмосферой,

которая при этом нагревается. Атмосфера, в свою очередь, излучает инфракрасную радиацию, большую часть которой поглощает земная поверхность. В то же время земная и атмосферная радиация непрерывно излучается в мировое пространство и вместе с отраженной солнечной радиацией уравновешивает приток радиации к Земле.

Часть лучистой энергии, попавшая в атмосферу, претерпевает различные превращения, которые будут рассмотрены позже.

Обмен тепла происходит не только в результате излучения, но и по механизму теплопроводности и конвекции (перемещение слоев атмосферы). Значительная часть солнечного тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается на испарение воды, т.е. переходит в скрытую форму. Позже, при конденсации водяного пара (возможно, очень далеко от места испарения), это тепло, выделяясь, нагревает воздух.

Важнейшим процессом в теплообороте является горизонтальный перенос тепла воздушными течениями. Особенности теплооборота в том или ином месте определяют его температурный режим, иначе говоря, обусловливают положение холодных и теплых регионов.

Распределение температуры воздуха по земному шару зависит от общих условий притока солнечной радиации по широтам, от распределения суши и моря, от воздушных течений.

Влагооборот

С поверхности океанов и морей, с других водоемов, с влажной почвы, растительности в атмосферу испаряется вода. Водяной пар – важная составляющая атмосферного воздуха.

При существующих в атмосфере условиях водяной пар может испытывать и обратное преобразование: он конденсируется в капельки воды или кристаллики льда, вследствие чего образуются облака и туманы. Из облаков при определенных условиях выпадают осадки. Возвращающиеся на земную поверхность осадки в целом уравновешивают испарение. Количество осадков и их распределение по сезонам влияют на растительный покров и земледелие. От количества осадков зависят также условия стока, режим рек, уровень озер и другие гидрологические явления. Высота снежного покрова определяет промерзание почвы и режим многолетней мерзлоты.

Атмосферная циркуляция

Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления; от распределения давления зависит движение воздуха, т.е. воздушные течения.

Движение воздуха относительно земной поверхности ощущается нами как ветер. На характер движения воздуха относительно земной поверхности большое влияние оказывает суточное вращение Земли. В нижних слоях атмосферы на движение воздуха влияет трение воздуха о земную поверхность. Масштабы горизонтальных атмосферных движений ме-

няются в очень широких пределах: от мельчайших вихорьков, которые можно наблюдать, например, во время метели, и до волн, сравнимых с размерами материков и океанов.

Систему крупномасштабных воздушных течений на Земле называют общей циркуляцией атмосферы. Основными элементами общей циркуляции атмосферы являются циклоны и антициклоны, т.е. волны и вихри размером в несколько тысяч километров, постоянно возникающие и разрушающиеся в атмосфере.

С воздушными течениями в системе общей циркуляции атмосферы связаны основные изменения погоды: воздушные массы, перемещаясь из одних областей Земли в другие, приносят свойственные им характеристики. Если в регионе преобладают воздушные массы с определенными свойствами, то они являются важнейшими факторами климатообразования.

Кроме воздушных течений общей циркуляции атмосферы климатообразующее значение имеют и циркуляции значительно меньшего масштаба: бризы, горно-долинные ветры и др., носящие название местных циркуляций. Катастрофические последствия связаны с вихрями малого масштаба: смерчами, тромбами, торнадо, а в тропиках – с вихрями более крупного масштаба – тропическими циклонами.

Ветер вызывает волнение водных поверхностей, многие океанические течения, дрейф льдов; он является важным факторов эрозии и рельефообразования.

Климатообразование

Глобальный климат определяется как астрономическими, так и географическими факторами. Астрономические факторы – это светимость Солнца, положение и движение Земли в Солнечной системе, наклон оси вращения Земли к плоскости орбиты и скорость вращения земли вокруг своей оси, плотность материи в мировом пространстве. Все эти факторы определяют количество и распределение солнечной энергии, поступающей на Землю.

К географическим факторам относятся: размер и масса Земли, величина силы тяжести, масса и состав атмосферы, географическое распределение материков и океанов, рельеф поверхности суши и дна океанов, масса и состав океана, характер поверхности суши (подстилающая поверхность).

Состояние глобальной климатической системы определяет характер климатообразующих процессов – атмосферной циркуляции, тепло- и влагооборота, которые протекают в различной географической обстановке. Поэтому конкретные типы локальных климатов определяются такими географическими факторами, как широта, распределение моря и суши, строение поверхности суши (особенно крупномасштабная орография), почва, растительный и снежный покров, морские льды, океанические течения.

Особые так называемые микроклиматические условия наблюдаются в самом нижнем, приземном, слое воздуха. Здесь на особенности атмосферного режима влияют детали строения и состояния земной поверхности.

Земля как космическое тело существует около 4,7 млрд. лет. На протяжении геологической истории Земли сама атмосфера и климат испытывали коренные изменения, связанные в свою очередь с изменениями астрономических факторов, строения земной поверхности, геологических процессов. Величина колебаний, если их выражать в градусах температуры, составляла от десятых долей градусов до десятков градусов. Сами колебания во времени иногда укладывались в столетия, а иногда в тысячелетия, и даже были эпохи, длящиеся до миллионов лет (ледниковый период).

В настоящее время в Северном полушарии наметились тенденции к потеплению. Изучение закономерностей изменения климатов прошлого важно для понимания современного климата.

Наблюдения и эксперимент в метеорологии

Фактические сведения об атмосфере, погоде и климате дают наблюдения. Анализ результатов наблюдений служит в метеорологии и климатологии средством выяснения причинно-следственных связей.

В физике, например, основным методом исследования является эксперимент, в котором можно менять параметры и изучать реакцию системы. Но поставить контролируемый эксперимент в натуре с такими атмосферными явлениями, как общая циркуляция атмосферы или даже развитие циклона и антициклона, пока невозможно. Нельзя взять несколько земных шаров с одинаковой атмосферой, с одной и той же орбитой, но, например, с различными периодами обращения (2,4 часа, 24 часа, 240 часов), и посмотреть, какой климат установится на каждом из них, чем будут отличаться на них циклоны и антициклоны. Поэтому приходится получать информацию путем непрерывного наблюдения процессов, которые идут в самой природе. С появлением ЭВМ стал возможен и другой очень мощный способ исследования – метод математического моделирования атмосферных процессов.

В то же время в метеорологии начали применять и натурный эксперимент: например, опыты по осаждению облаков и получение осадков (Мексика), а также рассеивание туманов путем различных физико-химических воздействий на них. А искусственные воздействия на облака с целью предотвратить градобития получили широкое практическое применение.

В ограниченной степени в метеорологии применяется и лабораторное моделирование некоторых атмосферных процессов, т.е. их воспроизведение в малом масштабе в различных лабораторных установках при упрощенных условиях. Таким путем моделируются общая циркуляция атмосферы, особенности перетекания или обтекания горных препятствий, строение осесимметричного циклона и т.д. Лабораторное моделирование позволяет установить самые общие свойства атмосферных движений.

Однако, несомненно, что главным в метеорологии в настоящее время являются метеорологические наблюдения, т.е. измерение метеорологических величин, а также регистрация атмосферных явлений.

К метеорологическим параметрам относятся температура и влажность воздуха, количество и высота облаков, количество осадков, потоки тепла и т.п. На некоторых метеорологических станциях производятся наблюдения за солнечным и земным излучением и за атмосферным электричеством.

К атмосферным явлениям относятся гроза, метель, пыльная буря, туман и ряд оптических явлений, такие как голубой цвет неба, радуга, гало, венцы и т.д.

Наиболее полные и точные наблюдения производятся в метеорологических и аэрологических обсерваториях. Число их сравнительно невелико, поэтому по земному шару размещены еще и станции – около 3500 метеорологических и 750 аэрологических. Они собирают информацию с больших пространств, что позволяет как в каждой стране, так и в мировом масштабе составить единую метеорологическую сеть. Метеостанция, вернее, обсерватория в Екатеринбурге является одной из старейших в России, ей более 160 лет.

В связи с сильной зависимостью человеческой деятельности от изменений погоды в течение последнего столетия практически во всех странах возникла национальная служба погоды. В ее задачи входит своевременная информация населения, административных и хозяйственных организаций о существующих условиях погоды и предсказание условий погоды на будущее время.

Наблюдения на станциях и обсерваториях проводятся непрерывно - через каждые 3 часа (0, 3, 6, 9, ..., 21) по гринвичскому времени. Некоторые параметры измеряются реже: например, количество осадков – 4 раза в сутки, высота снежного покрова – 1 раз в сутки, плотность снега – 1 раз в 5 или 10 дней. Метеоприборы устанавливаются на открытых площадках, на метеостанциях, а также размещаются на кораблях. Кроме того, существуют приборы, устанавливаемые на зондах (Гидрометприбор) и спутниках. В приборах используются достижения современной физики и техники: термо- и фотоэлементы, полупроводники, радиосвязь и радиолокацию, лазеры, различные химические реакции, звуковую локацию и т.п.

Национальные службы погоды опираются в своей работе на международную программу Всемирной метеорологической организации — Всемирной службы погоды (ВСП). Всемирная служба погоды состоит из трех связанных между собой компонентов: глобальной системы наблюдений (ГСН), глобальной системы телесвязи (ГСТ) и глобальной системы обработки данных (ГСОД).

ГСН состоит из национальных сетей наблюдений за состоянием атмосферы, которые страны-члены ВМО содержат не только для национальных нужд, но и добровольно предоставляют для международного использования. ГСН состоит из подсистемы наземных наблюдений и космиче-

ской подсистемы. Глобальная наземная подсистема имеет более 8000 метеорологических и около 800 аэрологических станций. Около 7000 коммерческих судов также ведут систематические метеорологические наблюдения. Кроме того, в 80-е годы было введено в эксплуатацию 350 автоматизированных или частично автоматизированных метеорологических станций на суше, 100 заякоренных буев в качестве автоматических морских станций и несколько сотен дрейфующих буев, из которых в настоящее время работают около 200. Для предупреждений о сильных штормах во всем мире используется около 600 метеорологических радиолокаторов.

Космическая подсистема наблюдений состоит из четырех полярно-орбитальных и пяти геостационарных метеорологических спутников. На борту полярно-орбитальных спутников, вращающихся вокруг Земли на высоте от 800 до 1000 км, установлена аппаратура для автоматической передачи изображений в видимом и инфракрасном участках спектра. Спутники обеспечивают глобальные обзоры облачного покрова Земли, определение вертикальных профилей распределения температуры и влажности, оценку температуры земной и морской поверхностей, а также наблюдения за снежным и ледовым покровом. Пять геостационарных спутников находятся над экватором на высоте около 36 000 км на меридианах 0, 74, 140° в.д., 135 и 75° з.д. и вращаются с той же угловой скоростью, что и Земля. Таким образом, они все время как бы подвешены над одной и той же точкой Земли. Своими наблюдениями они практически охватывают широтный пояс от 50° с.ш. до 50° ю.ш. и постоянно передают на Землю изображения облачности, температуры поверхности, величины вектора скорости ветра, определенного по движению облаков, а также служат центрами релейной телесвязи для сбора и распространения данных. ГСН представляет комплексную наблюдательную систему, так как ни одна отдельно взятая сеть не в состоянии обеспечить глобального слежения за состоянием атмосферы.

Но мало провести наблюдения, необходимо их передать в центры сбора и анализа наблюдений как в рамках каждой страны, так и в международном масштабе. В 60-х годах XX века наблюдения собирались на национальном и региональном уровнях при помощи телеграфа или телефона, а затем по наземным линиям или по радио передавались в региональные центры, которые вручную подготавливали бюллетени метеорологических данных для последующей передачи по радио по соответствующему графику. В настоящее время глобальная сеть телесвязи состоит из главной сети телесвязи (ГСЕТ), региональных сетей телесвязи.

Главная сеть телесвязи включает 21 магистральную цепь, связывающую 3 мировых метеорологических центра (Вашингтон, Мельбурн, Москва) и 15 региональных узлов связи (Алжир, Бразилия, Бракнелл, Буэнос-Айрес, Дакар, Джидда, Каир, Найроби, Нью-Дели, Оффенбах, Париж, Пекин, Прага, София, Токио). Кроме того, региональную сеть телесвязи обслуживают еще 16 региональных узлов связи и 149 национальных центров. Эта система ежедневно передает 15 млн. знаков буквенно-цифровых

данных и 2 тыс. карт погоды. Такой объем данных можно передать только при полной автоматизации передачи данных. И если в начале создания ВСП скорость передачи не превышала 50 бит/с или около 75 слов/мин, то сейчас с появлением ЭВМ эта скорость составляет 9 600 бит/с, а в ближайшем будущем она, по-видимому, удвоится.

Служба погоды ни одной страны, даже такой большой, как Россия, не в состоянии составить прогноз погоды, опираясь только на собственные наблюдения. Для прогнозирования погоды на сутки, например, в Белоруссии необходима метеорологическая информация всей Западной Европы, а еще лучше и Атлантического океана. Прогноз погоды на трое суток требует информации со всего полушария, а на большие сроки — со всего земного шара. Отсюда ясно, что для прогнозирования погоды на своей территории каждая национальная служба погоды должна была бы иметь весьма сложные средства обработки метеорологической информации, чтобы выбрать необходимые для нее сведения из огромного потока информации, передаваемой ежедневно по каналам связи. Кроме того, расположенные по соседству государства во многом дублировали бы эту работу. Поэтому третий компонент ВСП — глобальная система обработки данных — обеспечивает рациональное распределение ответственности за сбор и обработку метеорологической информации по крупным районам, включая полушарие и земной шар, составление прогнозов полей метеорологических величин по району своей ответственности и предоставление этой продукции для всех стран — членов ВМО, используя каналы ГСТ. Таким образом, национальная служба погоды каждой страны может использовать уже готовые анализы и прогнозы будущей синоптической ситуации, составленные в системе ГСОД, и интерпретировать их в терминах погоды для своей страны, минуя процедуры получения, выбора и обработки первичных наблюдений. ГСОД строится как трехступенчатая система центров, состоящая из мировых метеорологических центров (ММЦ), Региональных метеорологических центров (РМЦ) и национальных метеорологических центров (НМЦ). В ГСОД имеется три ММЦ (Вашингтон, Мельбурн, Москва), которые получают глобальную информацию, составляют карты анализов и прогнозов для всего земного шара и (или) для полушария и распространяют свою продукцию по каналам связи для использования каждой национальной метеорологической службой для кратко-, средне- и долгосрочного прогнозирования погоды. В настоящее время 3 ММЦ ежедневно выпускают 350 анализов и прогнозов. Следующая ступень — 25 РМЦ, которые составляют анализы и прогнозы по крупным географическим районам, например Атлантика и Европа, Евразия и т.д. Эти материалы могут использоваться в НМЦ для более детальных прогнозов и составления специализированных прогнозов для потребителей. Наконец, НМЦ отвечают за анализы и прогнозы для своей страны и за передачу метеорологической информации по ГСТ.

Помимо продукции ММЦ, РМЦ и НМЦ, существуют и специализированные центры, такие как Европейский центр среднесрочных про-

гнозов погоды (ЕЦСПП), составляющий прогнозы крупномасштабных полей давления и температуры с шестидневной заблаговременностью, а также центры зональных прогнозов, которые функционируют в рамках Всемирной системы обслуживания гражданской авиации в тесном сотрудничестве с Международной организацией гражданской авиации (ИКАО).

В нашей стране функции ММЦ выполняются Российским Гидрометеорологическим центром в Москве (ГМЦ). В исполнение этих функций ГМЦ выполняет анализы по Северному полушарию тропической зоне и Южному полушарию и прогноз барических полей на срок до пяти суток по Северному полушарию. Помимо этого гидрометеорологические центры в Ташкенте, Новосибирске и Хабаровске выполняют функции РМЦ, 25 территориальных гидрометеорологических центров ведут гидрометеорологическое обслуживание в союзных и автономных республиках, а также в экономических районах и областях. Кроме того, при аэропортах имеются аэрометеорологические станции, удовлетворяющие потребности авиации в информации о погоде и ее прогнозах. Прогностические группы существуют также в морских портах.

Сведения о погоде передаются со станций в центры службы погоды зашифрованными с помощью международно согласованных цифровых кодов. В ММЦ и в РМЦ они поступают в ЭВМ, которая по специальным программам их сортирует, проводит контроль правильности данных, и далее с помощью графопостроителей эти сведения наносятся цифрами и условными знаками на синоптические карты погоды. Параллельно эти сведения заносятся в память машины для последующего объективного анализа метеорологической информации.

В настоящее время, когда синоптические карты, на которые наносятся данные тысяч станций, охватывают все полушарие и даже весь земной шар и когда кроме приземных карт составляются также и высотные карты (барической топографии и др.), объем этой систематизированной информации об атмосферных условиях очень велик. Как указывалось выше, в целях экономии усилий и средств составление и анализ синоптических карт выполняются в ММЦ или РМЦ, откуда карты распространяются путем факсимильной передачи по проводам или по радио в органы службы погоды на местах. Прием синоптических карт по радио возможен и в воздухе, и на судах в открытом океане. Во многих службах погоды используются возможности, предоставляемые современной вычислительной техникой: передаются не изображения карт, а цифровая информация, которая превращается в графическую информацию на экране дисплея. Прогнозист, работая на персональном компьютере, может просмотреть на экране дисплея все необходимые ему карты и выдать необходимую карту на печать.

Анализ синоптических карт и других вспомогательных материалов (аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы и др.) состоит в следующем. По сведениям, нанесенным на карту, устанавливается *фактическое состояние* атмосферы в момент наблюдений: распределение и харак-

тер воздушных масс и фронтов, расположение и свойства барических систем, а также расположение и характер облачности и осадков, распределение температуры и др.

Барические системы, фронты и воздушные массы, изучаемые с помощью синоптических карт, называются синоптическими объектами. Составляя карты от срока к сроку, можно следить по ним за изменениями состояния атмосферы, в частности за перемещением и эволюцией барических систем, перемещением, трансформацией и взаимодействием воздушных масс и др. Изображение условий погоды на синоптических картах дает ясное представление о состоянии погоды в данном регионе.

Главная и более трудная задача состоит, однако, не в информации, а в прогнозе ожидаемых изменений погоды, прежде всего на короткий срок вперед (на 1—3 сут). Кратко можно сказать, что эта задача сводится к определению на следующие несколько десятков часов характера перемещения и изменения барических систем, фронтов и воздушных масс, т.е. к прогнозу так называемого *синоптического положения.* Затем делают заключения о том, как в связи с этими перемещениями и изменениями должны меняться условия погоды в рассматриваемом районе. Именно последнее нужно потребителю прогнозов.

С появлением информации об облачности, получаемой с метеорологических спутников Земли, появилось новое дополнительное средство слежения за состоянием атмосферы. На спутниковых фотографиях облачности и строящихся на их основе фотомонтажных снимках может быть прослежена эволюция полей облаков в циклонах и других барических системах. Дешифрируя фотомонтажные снимки облачности, строят карты нефанализа, дающие обобщенные характеристики облачных систем.

Наряду с синоптическими картами спутниковые фотографии и карты нефанализа широко используются при анализе и прогнозе погоды. С помощью спутниковых фотографий исследованы эволюции облачных полей в различных барических образованиях, структурные особенности этих полей — спиралеобразный характер распределения облаков в циклонах, гряды и ячеистая структура конвективных облаков, мезовихри, тропические циклоны и другие характеристики облачных полей.

1. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

1.1. Состав воздуха

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом..

Кроме N_2 (~78 %), O_2 (~21 %) и Ar (~1 %) воздух содержит 0,03 % CO_2 и очень мало остальных газов. Но это сухой воздух. А в воздухе всегда присутствуют пары воды. В метеорологии принято рассматривать отдельно сухой воздух и водяной пар, а уже затем из них «слагают» влажный воздух.

Процентный состав сухого воздуха у земной поверхности почти всегда постоянный. Однако в настоящее время в атмосферу поступает большое количество газов, которых не было в ее составе раньше, например, хлор-фторуглеводороды, в том числе фреоны. Особенно важное значение имеет изменение содержания диоксида углерода и озона. За счет сжигания большого количества топлива концентрация CO_2 растет: с середины прошлого века до 1975 г. его глобальное содержание увеличилось на 12–15 %. Кроме общего возрастания диоксида углерода, наблюдаются и локальные увеличения объемного содержания CO_2 в промышленных центрах, в воздухе закрытых, плохо вентилируемых помещений, в городах со скоплением транспорта, где его содержание может достигать 0,1–0,2 %. Кроме CO_2 в воздухе может быть в зависимости от местных условий превышение таких газов, как аммиак, иод, радон и другие, попадающие в воздух с поверхности воды и почвы.

1.2. Водяной пар в воздухе

Во влажном воздухе у земной поверхности содержание водяного пара составляет в среднем от 0,2 % в полярных широтах до 2,5 % у экватора, а в отдельных случаях до 4 %. Естественно, увеличение концентрации влаги в воздухе снижает содержание остальных газов.

Водяной пар непрерывно поступает в воздух путем испарения с водных поверхностей и влажной почвы, а также в результате транспирации растениями. Водяной пар переносится с воздушными течениями на большие расстояния из одних мест в другие.

Количество водяного пара в единице объема не может возрастать бесконечно. Для каждого значения температуры существует предельно возможное количество водяного пара (в единице объема). Когда такое количество достигнуто, пар называется насыщенным. Обычно такое состояние достигается, если воздух, содержащий влагу, охлаждается. Если охлаждение продолжается, избыточное количество влаги конденсируется и выпадает в виде осадков (роса, туман, облака, снег). В одних случаях облака снова испаряются (при повышении температуры), а в других – капли и кристаллы облаков, укрупняясь, могут выпасть на земную поверхность (дождь, снег). Горизонтальный и вертикальный перенос водяного пара, испарение и конденсация, а также выпадение осадков приводят к тому, что содержание водяного пара в каждом объеме атмосферы непрерывно меняется.

С водяным паром в воздухе и его переходами из газообразного состояния в жидкое и твердое (а также и обратными процессами) связаны важнейшие процессы в атмосфере и особенности климата. Водяной пар поглощает длинноволновую инфракрасную радиацию, которую излучает земная поверхность. В свою очередь, он сам излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности, нижних слоев воздуха. На испарение воды с земной поверхности затрачивается большое количество тепла, которое выделяется позднее при выпадении осадков в районах, удаленных от места испарения.

Облака, образующиеся в результате конденсации, отражают и поглощают солнечную радиацию на ее пути к земной поверхности. Осадки, выпадающие из облаков, являются важнейшим элементом погоды и климата.

1.3. Изменение состава воздуха с высотой

В начале 20-го века Дальтон сформулировал закон, гласящий, что в покоящейся смеси газов каждый газ распределяется в пространстве независимо от других газов. В применении к атмосфере это означало бы, что каждый газ, составляющий воздух, должен образовывать свою атмосферу, а значит, доля легких газов должна возрастать с высотой.

Однако многочисленные исследования, проведенные с помощью летательных аппаратов, показали, что процентное содержание составных частей сухого воздуха в нижних 100 км с высотой практически не меняется. Это означает, что в нижних слоях воздух, находящийся в постоянном движении, так хорошо перемешивается по вертикали, что атмосферные газы не расслаиваются по плотности, как это было бы в условиях неподвижной атмосферы. Этот слой получил название *гомосферы*. Выше 100 км начинается расслоение газов по плотности, и оно увеличивается с высотой. Правда, этот процесс разделения газов осложняется диссоциацией молекул на атомы под влиянием коротковолнового излучения Солнца: так, диссоциация кислорода начинается уже на высоте 20 км, а азота – на высотах более 200 км, и это вносит определенные искажения ($M_{O_2} = 2M_O$).

В нижних слоях атмосферы аргона содержится в 1700 раз больше, чем гелия, а выше 200 км аргона вообще нет. Содержание гелия меняется медленно: на высоте 100 км его содержание в 3 раза меньше, чем у земной поверхности. Выше 1000 км атмосфера состоит в основном из He и H_2. Выше 100 км становится заметно отличие состава воздуха с увеличением высоты. Эта часть атмосферы называется *гетеросферой*.

1.4. Строение атмосферы

Атмосфера весьма четко расслаивается на концентрические сферы, отличающиеся друг от друга по своим характеристикам. Мы уже говорили о гомо- и гетеросфере. Сейчас рассмотрим строение атмосферы, зависящее от распределения температуры по высоте (рис.1).

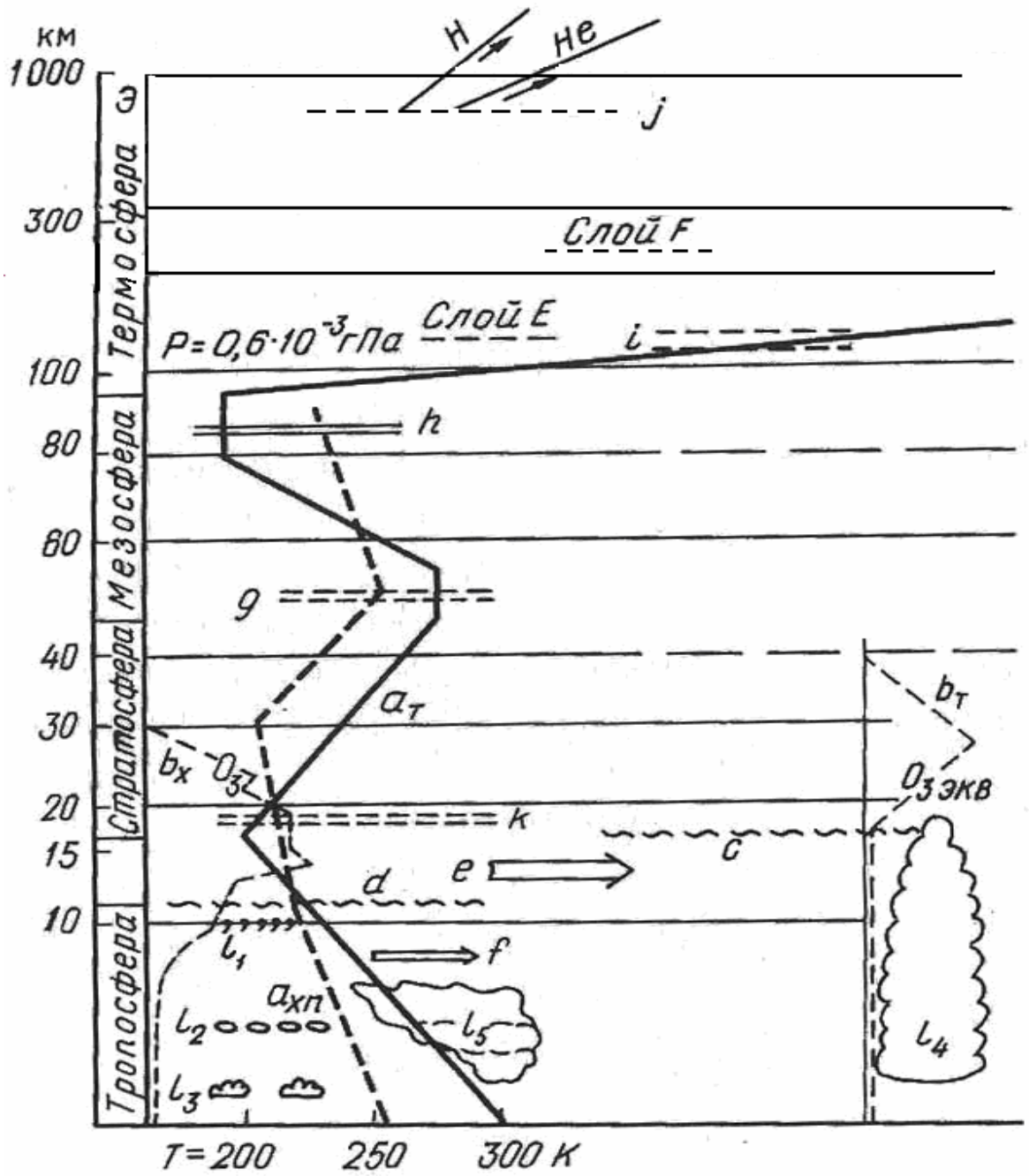


Рис. 1. Строение атмосферы: а – распределение температуры (a_m – в тропиках, $a_{x.n}$ – в холодной полярной зоне); b_m и b_x – распределение озона в тропической и полярной зонах; *c* – тропопауза тропическая; *d* – тропопауза полярная; *e* – струйное течение субтропическое; *f* – струйное течение полярное; *g* – стратопауза; *h* – мезопауза; *i* – турбопауза; *j* – уровень диссоциации – ускользания атомов H и He; *k* – слой стратосферного аэрозоля; l_1, l_2, l_3, l_4, l_5 – тропосферные облака: перистые, высококучевые, кучевые, кучево-дождевые, фронтальные, э – экзосфера

Тропосфера. Это нижний слой атмосферы, в котором температура убывает с высотой. В тропиках этот слой простирается от земной поверхности до высоты 15–17 км, в умеренных широтах – до высоты 10–12 км и над полюсами – до 8–9 км. Здесь приведены средние значения высот, т.к. в данный момент времени убывание температуры во всем слое может пре-

рываться отдельными слоями, где температура может оставаться постоянной (изотермия) и даже расти с высотой (инверсия).

В тропосфере среднегодовая температура в экваториальных широтах убывает с высотой от +26 °С у земной поверхности до -80 °С на вершине тропосферы, в средних широтах от 3 °С до -54...-58 °С и над Северным полюсом от -23 °С до -60 °С зимой.

В среднем величина падения температуры равна 0,6 °С на каждые 100 м высоты.

В тропосфере сосредоточено более 80 % всей массы атмосферного воздуха, в ней содержится почти весь водяной пар атмосферы, и возникают почти все облака. В тропосфере наблюдается сильная неустойчивость воздуха, сильные вертикальные движения и перемешивание. Она испытывает непосредственное влияние подстилающей поверхности: различное нагревание суши и моря, заснеженных и свободных от снега пространств, теплые и холодные морские течения создают температурные различия и в воздухе. В результате взаимодействия с подстилающей поверхностью возникают течения теплого и холодного воздуха.

Высота, до которой простирается тропосфера, над каждым местом Земли меняется изо дня в день, колеблясь около средних величин, указанных ранее. Давление воздуха на верхней границе тропосферы в 3–10 раз меньше, чем у земной поверхности.

Самый нижний тонкий слой тропосферы (50 – 100 м), непосредственно примыкающий к земной поверхности, носит название *приземного слоя*. Он в наибольшей степени испытывает влияние Земли.

В этом слое особенно резко выражены изменения температуры в течение суток: с увеличением высоты температура особенно сильно падает днем и часто растет ночью. Здесь также наиболее сильно растет с высотой скорость ветра.

Слой 1 000 –1 500 м называют *планетарным пограничным слоем,* или *слоем трения*. Скорость ветра в этом слое ослаблена по сравнению с вышележащими слоями из-за трения атмосферы о земную поверхность, и ослаблена тем больше, чем ближе к земной поверхности.

Верхняя граница тропосферы, т.е. тонкий переходный слой толщиной 1–2 км, где падение температуры с высотой сменяется ее постоянством (изотермией), называется *тропопаузой*.

Стратосфера. Выше тропопаузы и до высоты 50–55 км лежит стратосфера характеризующаяся тем, что температура в ней растет с высотой. В нижних слоях стратосферы (от тропопаузы и до 25 км) температура постоянна или медленно растет с высотой, но, начиная с 34–36 км, происходит довольно быстрое возрастание температуры с высотой, которое продолжается до 50 км, где расположена верхняя граница стратосферы, называемая *стратопаузой*. Здесь температура почти такая же, какую имеет воздух у поверхности Земли, в среднем 270 К. Возрастание температуры с высотой приводит к большей устойчивости стратосферы: здесь нет неупо-

рядоченных (конвективных) вертикальных движений и активного перемешивания, свойственного тропосфере. Однако очень небольшие по величине вертикальные движения типа медленного оседания или подъема иногда охватывают слои стратосферы, занимающие огромные пространства.

Водяного пара в стратосфере ничтожно мало. Однако на высотах в диапазоне 22–24 км в высоких широтах иногда наблюдаются очень тонкие, так называемые *перламутровые облака*. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются Солнцем, находящимся за горизонтом. Облака состоят из переохлажденных капель. Состав воздуха стратосферы отличается от тропосферного только примесью озона. С озоном связан рост температуры в стратосфере, поскольку именно озон поглощает радиацию. С этой точки зрения стратосфера может быть названа *озоносферой.*

Мезосфера. Над стратосферой лежит слой мезосферы, который простирается от стратопаузы до высоты примерно 80–82 км. В мезосфере температура снова понижается с высотой, иногда до -110 ^{o}C в ее верхней части. Вследствие быстрого падения температуры с высотой в мезосфере сильно развита турбулентность. В верхней части мезосферы образуются так называемые *серебристые облака*, по-видимому, состоящие из кристаллов, форма которых свидетельствует о существовании в мезосфере волн и вихрей. Верхней границей мезосферы является переходный слой - *мезопауза*, лежащая на высоте около 82 км. На мезопаузе давление воздуха примерно в 1 000 раз меньше, чем у земной поверхности.

Таким образом, в тропо-, страто- и мезосфере вместе взятых до высоты примерно 80 км заключается больше 99,5 % всей массы атмосферы.

Термосфера. Верхняя часть атмосферы, которая простирается над мезосферой, называется термосферой. В термосфере температура очень резко возрастает с высотой. В годы активного Солнца она превышает 1 000 – 1 500 ^{o}C на высотах 200–250 км. Выше рост температуры уже не наблюдается. Лишь в областях ярких полярных сияний температура ненадолго превышает 3 000 ^{o}C. Высокие температуры означают, что молекулы и атомы атмосферных газов движутся в этом слое с очень большими скоростями. Однако плотность воздуха в термосфере так мала, что теплосодержание газов ничтожно. Поэтому любое тело, находящееся здесь (например, летящий спутник), не будет нагреваться путем теплообмена с воздухом. На высоте 800–1 000 км воздух сильно ионизирован, поэтому эту часть его называют *ионосферой*.

Экзосфера. Атмосферные слои выше 800–1 000 км выделяются под названием экзосфера (внешней атмосферы). Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики, а вследствие чрезвычайной разреженности на этих высотах частицы могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, достигая при этом космических скоростей (вторая космическая скорость равна 11 000 км/с). Такие частицы покидают атмосферу

и улетают в мировое пространство по параболическим траекториям. Поэтому экзосферу называют также *сферой ускользания газов*. В основном это водород и гелий.

Магнитосфера. Наблюдения с помощью ракет и спутников показали, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую *земную корону*, простирающуюся более чем на 20 000 км. Конечно, плотность газа в земной короне ничтожно мала (примерно 1 000 частиц на 1 см^3). Но в межпланетном пространстве концентрация частиц, по крайней мере, в 10 раз меньше. Поскольку на движение заряженных частиц здесь оказывает влияние магнитное поле Земли, эта область называется *магнитосферой*.

Радиационный пояс. С помощью спутников и ракет (геофизических) установлено существование в верхней части атмосферы и околоземном космическом пространстве *радиационного пояса Земли*, начинающегося на высоте нескольких сотен километров и простирающегося на десятки тысяч километров от земной поверхности. Пояс состоит из электрически заряженных частиц – протонов и электронов, движущихся с очень большими скоростями (около 400 км/с) и захваченных магнитным полем Земли. Их энергия порядка сотен тысяч *eV*. Радиационный пояс постоянно теряет частицы из земной атмосферы и пополняется потоками солнечной корпускулярной радиациии (солнечный ветер).

Распределение озона в атмосфере. Озон O_3, трехатомный кислород. Он образуется в слоях от 15 до 17 км и поглощает солнечную ультрафиолетовую радиацию с длинами волн от 0,15 до 0,29 мкм по схеме:
$O_2 \rightarrow 2O$, $O_2 + O \rightarrow O_3$. В свою очередь, озон распадается $O_3 \rightarrow O_2 + O$.

У земной поверхности озон содержится в ничтожных количествах. С высотой его содержание возрастает. Максимальное содержание озона в полярных областях наблюдается на высотах 15–20 км, в умеренных широтах– 20–25 км, в тропических и субтропических широтах – 25–30 км. Выше содержание озона убывает и на высоте 70 км практически равно нулю. Доля кислорода, переходящего в озон, очень мала. Если бы весь озон собрать в слой при атмосферном давлении, он имел бы толщину всего 3 мм. Это так называемая приведенная толщина. Но и в таком ничтожном количестве озон имеет большое значение по двум причинам. Во-первых, сильно поглощая солнечную радиацию, энергия которой составляет 3,0 % всей солнечной энергии, озон повышает температуру атмосферы на высотах 30–55 км, поэтому воздух на этих высотах очень теплый. В связи с этим стратосферу иногда называют *озоносферой*.

Во-вторых, целиком поглощая коротковолновую радиацию Солнца 0,15–0,29 мкм, озон защищает живые организмы на Земле от вредного и даже губительного действия УФ-радиации. По современным воззрениям, сама жизнь могла появиться на суше только после того, как содержание

кислорода достигло 1 % от современного и на некоторой высоте в атмосфере смог образоваться слой озона.

В последнее время вопрос об изменении в атмосфере количества озона приобрел особенную остроту в связи с выбросом в атмосферу различных химических веществ антропогенного происхождения, в особенности фреонов. Появились опасения, что выброс в атмосферу оксидов азота с выхлопными газами стратосферной авиации и проникновение в стратосферу фреонов могут привести к разрушению слоя озона. Разрушение озона может иметь пагубные биологические последствия. Кроме того, стало ясно, что озон образуется не только в стратосфере, но при некоторых химических реакциях при загрязнении воздуха и в тропосфере, поэтому за последнее десятилетие отмечен рост озона в нижних слоях. Таким образом, в настоящее время нельзя однозначно сказать, как меняется содержание озона, каков антропогенный вклад в его концентрацию в атмосфере, каковы естественные колебания его содержания: слишком мало́ время наблюдения за озоном по сравнению с историей человечества.

Помимо упомянутых атмосферных газов в воздух могут проникать газы, образующиеся при пожарах, извержениях вулканов и в результате техногенной деятельности человека (оксиды углерода, серы, азота, фосфора, углеводороды выхлопных газов, а также жидкие и твердые частицы, взвешенные в атмосферном воздухе).

Водяные капли и ледяные кристаллы образуют облака и туманы. Газовые системы, в которых диспергированы твердые и жидкие частицы самого разнообразного состава и происхождения называются аэрозолями.

Надо иметь в виду, что в атмосферу выбрасываются пыльца и споры растений (20–60 мкм), а также бактерии.

Аэрозоли могут долго удерживаться в атмосфере, а затем выпадают на Землю, захваченные осадками: дождем, снегом. Особую опасность приобрел процесс: газовый выброс $\rightarrow$ аэрозоль $\rightarrow$ вымывание осадками. Например, от сгорания угля и нефти в атмосферу выбрасывается около 170 млн. тонн SO_2 в год. Попадая в атмосферу, эти и другие газы в результате различных реакций вместе с присутствующими в атмосфере молекулами водяного пара образуют частицы кислот: серной H_2SO_4, соляной HCl, плавиковой HF, азотной HNO_3 и т.д. Эти кислоты затем вымываются из атмосферы осадками, образуя так называемые кислотные дожди, оказывающие губительные действия на жизнь в озерах, реках, морях, на леса.

В наибольшем количестве аэрозоли содержатся в нижних слоях атмосферы, особенно в воздухе крупных городов. Однако и в стратосфере существует второй максимум аэрозолей. Стратосферные аэрозоли образуются в результате окисления некоторых газов, содержащих серу, и формируют *слой Юнге*, толщиной около 10 км. Максимальная концентрация аэрозолей находится на высотах 18–25 км в тропиках и на высоте 14–20 км над полюсами. Свыше 90 % всей массы аэрозолей приходится на частицы менее 1 мкм. Главным образом это капли серной кислоты (75 %). Масса стратосферных аэрозолей примерно в 50 раз меньше тропосфер-

ных. Однако благодаря большой устойчивости слоя Юнге стратосферные аэрозоли заметно ослабляют проходящую через них радиацию Солнца.

От количества аэрозолей зависит прозрачность атмосферы; наиболее крупные частицы играют роль ядер конденсации водяных паров.

Аэрозольные примеси легко переносятся воздушными течениями на большие расстояния. Песчаная пыль, попадая в воздух над пустынями Африки, неоднократно выпадала в больших количествах на территориях Южной и Северной Европы. Пыль, поднятая над Сахарой, достигает Центральной Америки. Дым лесных пожаров в Канаде переносится сильными воздушными течениями на высотах 8–13 км через Атлантику к берегам Европы. Дым и пепел после извержения вулканов неоднократно распространялись практически по всему земному шару. При взрыве вулкана Кракатау в 1883 г. помутнение воздуха и аномально красная окраска зорь наблюдалась в течение многих месяцев. То же происходит и с радиоактивными продуктами, попадающими в атмосферу при ядерных взрывах.

Водяные капли и кристаллы возникают в самой атмосфере при конденсации водяного пара. Они вызывают некоторое помутнение воздуха, придают ему синеватый или сероватый вид. Размер частиц составляет от 3–4 мкм до 20–30 мкм. В пределах нижних 10–15 км облака наблюдаются на разных высотах, причем с высотой содержание в них жидкой воды уменьшается. Облака, образовавшиеся у самой земли, называются туманом.

Ионы в атмосфере. Часть молекул атмосферных газов и частиц атмосферного аэрозоля несут электрические заряды за счет потери или присоединения электрона, образуя ионы. Капли и кристаллы могут присоединять большое количество электронов, их заряд может исчисляться миллионами элементарных. Ионы могут перемещаться в воздухе, за счет чего атмосфера и обладает электропроводностью.

С высотой концентрация ионов (N) растет, особенно начиная с 70 км (слой D – 60–90 км, $N \approx 10^2$–10^4 см$^{-3}$; слой E – 105–160 км, $N \approx 10^5$ см$^{-3}$; и слой F – более 180 км, $N \approx 10^6$ см$^{-3}$). Именно от этих слоев отражаются радио- и ТВ- сигналы, обеспечивающие дальний прием. В ионосфере же наблюдаются полярное сияние и близкое к нему по природе свечение ночного неба – постоянная люминесценция атмосферного воздуха, а также колебания магнитного поля – ионосферные магнитные бури.

На очень больших высотах движение заряженных частиц, определяется земным магнитным полем. Внешняя граница геомагнитного поля расположена на расстоянии примерно 60 000 км.

Поскольку в атмосфере есть ионы, то вся атмосфера обладает электрическим полем, в каждой точке которого есть то или иное значение потенциала.

В приземном слое атмосферы напряженность поля при ясной погоде в среднем для всего земного шара примерно 100 В/м, на высоте около 10 км напряженность примерно 5 В/м и достигает нуля в ионосфере, так как

проводимость воздуха в ионосфере достаточна для выравнивания потенциалов. Напряженность электрического поля атмосферы изменяется в течение суток и года, а также испытывает большие возмущения, связанные с развитием облаков, особенно кучево-дождевых (грозовых) и осадков.

Благодаря ионизации атмосферы существует перенос электричества от положительно заряженной атмосферы к отрицательно заряженной земной поверхности. Перенос положительных зарядов к земной поверхности должен был бы, в конце концов, нейтрализовать отрицательный заряд Земли. Однако это не происходит: отрицательный заряд Земли со временем не убывает. По современным воззрениям, причина этого — грозы.

В грозовых облаках происходит сильная электризация облачных элементов и разделение положительных и отрицательных зарядов по отдельным частям облака. Хотя распределение электрических полей внутри грозового облака весьма сложно и изменчиво, в большинстве случаев облако можно уподобить вертикальному диполю с положительным зарядом в верхней части и отрицательным – в нижней. При этом в облаках, а также между облаками и Землей возникают огромные разности потенциалов, при которых напряженность поля достигает десятков тысяч вольт на метр. Отрицательные заряды в нижней части облака индуцируют положительный заряд на земной поверхности, а напряженность между облаком и землей может изменить, и в действительности изменяет, свое направление вверх. В связи с этими огромными разностями потенциалов в атмосфере возникают искровые электрические разряды – молнии, как в облаках, так и между облаками и Землей. При напряженности поля, направленной вверх, молнии могут переносить к земной поверхности очень большие отрицательные заряды, которые и компенсируют потерю отрицательного заряда земной поверхностью в спокойную погоду.

1.5. Атмосферное давление и плотность воздуха

Несомненно, все воздушные течения, независимо от их географического положения, направления имеют первопричину, заставляющую их перемещаться по земному шару. Такой движущей силой является различие давлений воздуха на смежных пространствах воздушной оболочки. Это хотя и не единственный параметр, объясняющий движение воздушных масс, однако он вносит заметную долю в этот процесс. В воздухе во взвешенном состоянии находятся жидкие и твердые частички. Как всякий газ, воздух характеризуется давлением, температурой, плотностью, составом.

Атмосферное давление. Атмосфера, окружающая земной шар, оказывает давление на поверхность Земли и на все предметы, находящиеся над Землей. В покоящейся атмосфере давление в любой точке равно весу вышележащего столба воздуха, простирающегося до внешней периферии атмосферы и имеющего сечение 1 см^2.

Давление представляет собой результирующую силу ударов молекул об условные стенки выделенного мысленно объема и направлено перпендикулярно этим стенкам. Численное значение этой силы *F*, отнесенной к площади *S*, и называется давлением:

$$P = F/S.$$

Основным прибором для измерения давления служит ртутный барометр. Остальные приборы для измерения давления (анероиды, барографы, метеорографы) градуируют по ртутному барометру. В СИ давление измеряется в Паскалях (1 Па = 1 Н/м^2); кроме этого до недавнего времени применялась единица - миллибар; 1 мбар = 100 Па. В обиходе используется единица 1 мм рт. ст.

100 Па = 0,75 мм рт. ст.,

1 мм.рт.ст.=1,33 гПа (гектопаскаль).

Нормальное давление составляет 760 мм рт. ст. или 1000 гПа.

Давление можно измерять высотой столба ртути, оказывающим такое же давление, как соответствующий столб воздуха.

Плотность воздуха. Из уравнения газового состояния $PV = RT$ можно вывести значение плотности сухого воздуха:

$$\rho_d = \frac{P}{R_d T},$$

где ρ_d и R_d – плотность и газовая постоянная (8,314·10^3 Дж/(кг·моль·К) для сухого воздуха. Плотность сухого воздуха при стандартных условиях - 1,293 кг/м^3. Если общее давление влажного воздуха равно *p*, а парциальное давление водяного пара *e* то плотность влажного воздуха можно описать

$$\rho = \frac{P}{R_d T_v},$$

где T_v – виртуальная температура, равная Т(1+0,378 *e/p*).

Итак, плотность влажного воздуха описывается уравнением состояния сухого воздуха, но с заменой истинной температуры на виртуальную.

Виртуальная температура – это температура, которую должен был бы иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности данного влажного воздуха с температурой *T*, давлением *p* и давлением пара *e*. Пользуясь виртуальной температурой, можно применять к влажному воздуху уравнение состояния и другие соотношения, справедливые для сухого воздуха. Это позволяет пользоваться одним и тем же значением газовой постоянной R_c .

Виртуальная температура всегда несколько выше истинной температуры. При этом надо иметь в виду, что влажный воздух менее плотен, чем сухой ($M_{\text{воздуха}}$ = 29 г/моль, M_{H_2O} = 18 г/моль). Например, при t = 0 °С плотность сухого воздуха ρ_d = 1,276 кг/м^3, а насыщенный влагой воздух имеет плотность ρ = 1,273 кг/м^3 .

Обычно влияние пара сравнительно мало, и лишь при высокой влажности и температуре вклад паров воды становится заметным.

Нижние слои атмосферы, прилегающие к земной поверхности, находятся под наибольшим давлением. С увеличением высоты давление убывает, а потому и плотность воздуха также снижается: так, если у земной поверхности плотность воздуха ρ в среднем равна 1,258 кг/м^3, то на высотах:

- H = 5 км ρ = 0,735 кг/м^3;
- H = 10 км ρ = 0,41 кг/м^3;
- H = 20 км ρ = 0,087 кг/м^3.

Уменьшение плотности воздуха с высотой происходит не так быстро, как уменьшение давления. С увеличением высоты снижается температура воздуха, а это значит, что этот фактор направлен на увеличение плотности. Более того, в зависимости от температуры воздуха его плотность на каком-то диапазоне высот может не меняться, и даже увеличивается по сравнению с нижележащими слоями. В последнем случае атмосфера неустойчива, так как более плотные слои воздуха «проваливаются» вниз, а более легкие слои «всплывают». Как правило, плотность воздуха не измеряют непосредственно, а рассчитывают по приведенным выше формулам.

Исходя из изложенного понятно, что атмосферное давление должно уменьшаться с высотой, поскольку с высотой уменьшается столб воздуха, находящийся выше рассматриваемого уровня. Однако закономерность уменьшения давления довольно сложная и неопределенная, зависящая от сложной картины плотности воздуха. Для характеристики изменения давления применяют термин ***барическая ступень;*** $h_б$ – это та высота, на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 гПа. Понятно, что с увеличением высоты и температуры воздуха значение барической ступени растет. Для ориентации: при 0 °С и при давлении, равном 1 000 гПа $h_б$ = 8 м/гПа; при 500 гПа $h_б$ = 16 м/гПа; при 100 гПа $h_б$ = 80 м/гПа.

Зная закон распределения давления от высоты с учетом температуры воздуха, влажности, давления, высоты над уровнем моря и других параметров, можно решать разные задачи с помощью барометрической *формулы Лапласа*. Она связывает три величины: среднее значение температуры T_m, разность высот z_2 и z_1 и разность давлений p_2 и p_1 на этих высотах

$$p_2 = p_1 \exp\left(-\frac{g(z_2 - z_1)}{R_d T_m}\right).$$

С помощью этой формулы решают следующие задачи:

- барометрическое нивелирование (разность высот двух пунктов);
- распределение давления по высоте;
- приведение давления к значению на уровне моря;
- определение средней температуры слоя воздуха - по известной разности высот и давлений на этих уровнях.

2. РАДИАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ

2.1. Радиационные факторы климата

Солярный климат Земли. Главнейшим энергетическим фактором климата на Земле является Солнце. Оно непрерывно излучает в мировое пространство огромное количество энергии, оцениваемое в $3{,}94 \cdot 10^{26}$ Вт. На диск Земли приходится лишь часть этой энергии, равная $1{,}8 \cdot 10^{17}$ Вт.

Учитывая, что Земля окружена и другими источниками энергии со всех сторон Вселенной, следует иметь в виду излучение звезд и планет, космические лучи в разных частях диапазона электромагнитного спектра, однако по сравнению с излучением Солнца их доля пренебрежимо мала. Например, если количество тепла, получаемое Землей от Солнца, так называемая солнечная постоянная, составляет около 1,37 кВт/м^2, то тепловое излучение Луны не превышает $1{,}31 \cdot 10^{-5}$ кВт/м^2, а излучение космических лучей – $3{,}46 \cdot 10^{-9}$ кВт/м^2. Энергия излучения Луны может повысить температуру поверхности Земли не более чем на $5 \cdot 10^{-4}$ ^{o}С.

Кроме теплового излучения очень велико электрическое и химическое воздействие как Солнца, так и корпускулярного излучения Космоса, что имеет колоссальное значение для развития земных биологических процессов.

Известно, что ядро Земли раскалено до высоких температур – 5–6 тыс. градусов. Естественно, внутриземное тепло постепенно рассеивается в космическое пространство, «поднимаясь» из глубин к поверхности. Однако роль этого тепла с точки зрения воздействия на климат ничтожно. Его достаточно лишь для того, чтобы повысить температуру поверхности Земли на 0,1 ^{o}С. Источник этого тепла – распад радиоактивных элементов.

Таким образом, очевидно, что солнечная радиация (рис. 2), поставляющая на Землю свет и тепло, имеет важнейшее значение в формировании климата и вообще в развитии жизни на Земле. Она является основной причиной почти всех метеорологических процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере.

В метеорологии принято выделять коротко- и длинноволновую радиацию. Коротковолновой называют радиацию с длинами волн от 100 до 4 000 нм. Этот диапазон включает в себя видимый свет (400–760 нм) и примыкающие к ним частоты, соответствующие ультрафиолетовому (менее 400 нм) и инфракрасному (свыше 760 нм) излучению. К длинноволновой радиации относят радиацию с длиной волны от 4 000 нм до 100–120 мкм. Этот диапазон радиации относится к излучению земной поверхности и атмосферы.

Если какое-то тело поглощают радиацию, она переходит в другие виды энергии (химическую, биологическую и некоторые другие, а главным образом – тепловую). При излучении тело теряет энергию. Квант излучения несет энергию $E = h\nu$, где $h = 6{,}62 \cdot 10^{-34}$ Дж·с (постоянная Планка).

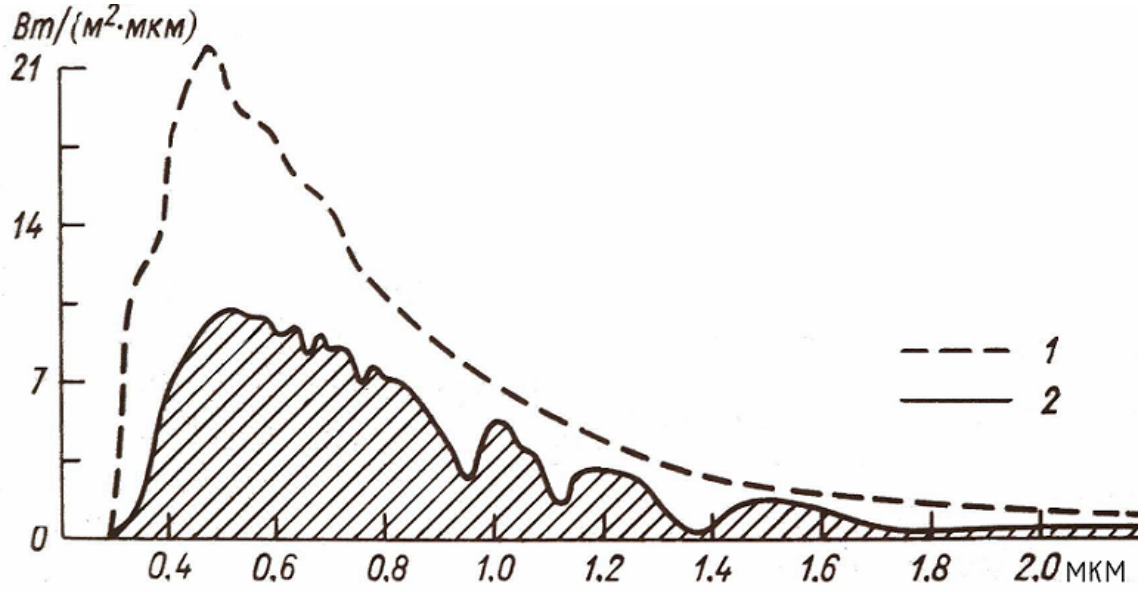


Рис. 2. Распределение в спектре солнечной радиации на границе атмосферы (1) и у земной поверхности (2) при высоте Солнца 35°

Тепло, полученное Землей у верхних границ атмосферы, идет на ее нагревание, на изменение состояния содержащегося в ней водяного пара. Поскольку атмосфера прозрачна, то большая часть этого тепла достигает поверхности суши и вод и идет на нагревание различных тел, на изменение их агрегатного состояния; частично энергия тратится на химические реакции, особенно сопряженные с органической жизнью. Кроме того, определенную долю энергии Земля теряет посредством излучения тепла в мировое пространство.

Солярный климат Земли – это радиационный баланс пришедшей и потерянной энергии. Он определяется распределением лучистой энергии Солнца, поступающей на внешнюю границу земной атмосферы. Мерой солярного климата является солнечная постоянная, представляющая интенсивность прямой солнечной радиации на внешней границе атмосферы. Величина солнечной постоянной зависит, таким образом, от физического состояния Солнца, его излучательной способности, и от расстояния между Землей и Солнцем и не зависит от состояния атмосферы.

Многочисленные измерения и расчеты показывают, что при среднем расстоянии между Землей и Солнцем (150 млн. км) солнечная постоянная близка к 1,367 кВт/м^2. Но поскольку расстояние от Земли до Солнца в течение года меняется, величина солнечной постоянной колеблется в пределах +3,4…-2,8 % от указанного среднего значения. Теоретически можно представить, что колебания этой величины может меняться день ото дня в зависимости от состояния физических процессов на Солнце, однако эти изменения довольно малы и их достоверность пока не подтверждена.

Количество тепла, которое приносится на конкретные участки поверхности, зависит от состояния атмосферы, географической широты времени года и т.п. Величина же 1,367 кВт/м^2 характеризует интенсивность теплового потока, приходящего к «границе» атмосферы.

Учитывая, что, когда лето наступает в Южном полушарии, Земля располагается ближе к Солнцу, можно ожидать, что количество тепла, получаемое Южным полушарием, заметно больше, чем тепло, получаемое за свое лето Северным полушарием. Однако расчеты показали, что суммарные количества тепла, получаемые каждым из полушарий за «свои» летние периоды, практически одинаковы. Дело в том, что орбита Земли представляет собой эллипс. А механика движения небесных тел, такова, что чем ближе к фокусу находится это тело, тем больше скорость его движения по орбите. В связи с этим, астрономическое лето Северного полушария на 7 дней 14 часов длиннее зимы, а лето в Южном полушарии, напротив, на столько же короче своей зимы. Поэтому, хотя среднесуточный приход тепла в Северном полушарии меньше, чем в Южном, за счет большей продолжительности лета суммы их практически не отличаются.

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от Солнца (от солнечного диска), называют прямой солнечной радиацией, в отличие от радиации, рассеянной в атмосфере. Из-за удаленности Солнца все лучи, приходящие на Землю, можно считать параллельными.

Приток прямой солнечной радиации на земной поверхности или на любом вышележащем уровне в атмосфере характеризуется интенсивностью радиации *I*, т.е. количеством лучистой энергии, поступающим на 1 м^2 в 1 с. С учетом рассеяния в атмосфере интенсивность будет представлять собой долю от солнечной постоянной.

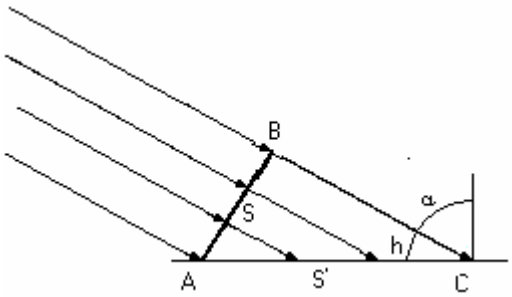


Рис. 3. Приток солнечной радиации на поверхность АВ, перпендикулярную к лучам, и на горизонтальную поверхность

Понятно, что поверхность *S*, расположенная перпендикулярно к солнечным лучам, получит максимальное количество энергии *I*. Если лучи падают на площадку *S′* под углом α (рис. 3), интенсивность радиации уменьшится (так как при этом увеличивается площадь облучаемой поверхности). Поток радиации *I′* при этом выражается $I' = I \sin \alpha$. Из этого следует, что максимальная интенсивность радиации имеет место, если Солнце находится в зените. Жителям широт более высоких, чем тропики никогда не увидеть Солнца в зените. Иногда интенсивность радиации измеряют не для всего потока лучей, достигающих поверхность Земли, а для определенного диапазона или даже для очень узкого участка спектра.

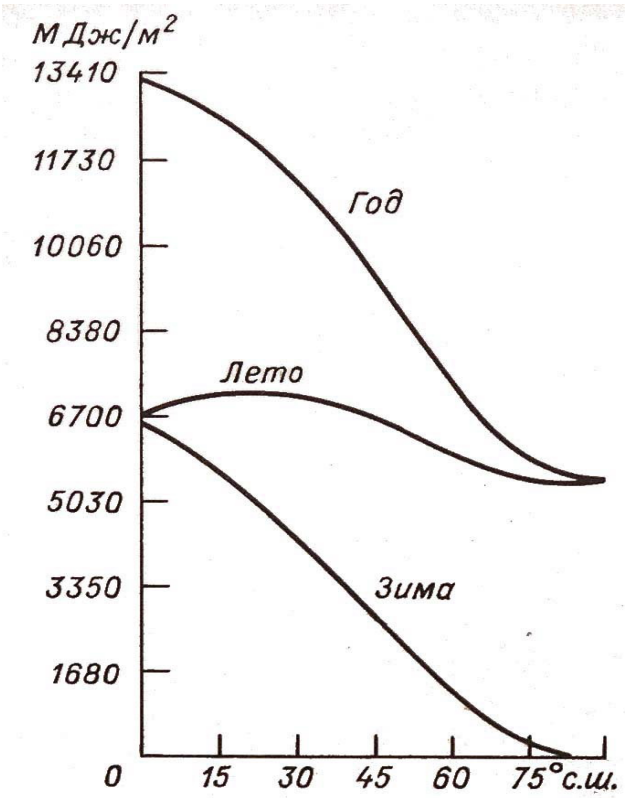


Рис. 4. Полугодовые суммы солнечной радиации на верхней границе атмосферы и ее изменение с широтой.

Вследствие того, что на полюса лучи Солнца падают под более острыми углами и что часть года они вообще не облучаются, полюса получают около 42 % от тепла, поступающего за год к экватору.

В зависимости от широты местности годовая сумма солнечной радиации меняется в значительном диапазоне. Самые резкие изменения происходят при переходе от 50 до 60° широты и от 40 до 50° широты.

Годовая сумма солнечной радиации особенно велика в малооблачных субтропических пустынях, а в Северной Африке достигает $8{,}4\cdot10^3$–$9{,}2\cdot10^3$ МДж/м^2. Зато над приэкваториальными лесными областями с их большой облачностью (над бассейнами рек Амазонки и Конго, над Индонезией) они снижены до $4{,}2\cdot10^3$ – $5{,}0\cdot10^3$ МДж/м^2.

Около 60° широты обоих полушарий годовые количества суммарной радиации составляют $2{,}5\cdot10^3$ –$3{,}3\cdot10^3$ МДж/м^2.

Распределение суточных, полугодовых и годовых сумм солнечной радиации, поступающих на верхнюю границу атмосферы, характеризует солярный климат Земли, обусловленный астрономическими факторами: высотой, склонением и удаленностью Солнца и географической широтой.

График изменения полугодовых сумм солнечной радиации на верхней границе атмосферы (рис. 4) дает сравнительно простое, не усложненное взаимодействием с Землей, распределение солнечного тепла, и имеет большое климатическое значение. Солярный климат дает тот крайний предел возможных сумм солнечной радиации, которые получала бы земная поверхность при абсолютно прозрачной атмосфере. Вместе с тем он объясняет важнейшие черты в годовом ходе, а также в распределении температуры воздуха и в развитии атмосферной циркуляции на разных широтных зонах земного шара.

2.2. Прямая радиация

Количество прямой солнечной радиации, и ее распределение по земной поверхности зависят от широты, прозрачности атмосферы и облачности. С учетом ослабления радиации в безоблачном небе рассчитывают так назы-

ваемые возможные значения радиации. Эти значения примерно на 40 % меньше солнечной радиации на уровне границы атмосферы. Отклонения возникают за счет различий в прозрачности атмосферы. Например, на полюсах она наиболее прозрачна, так как там нет пылевых бурь, промышленных выбросов, вулканов и т.п.

В реальных же условиях увеличение прозрачности атмосферы к полюсам перекрывается влиянием облачности, которая как раз и растет по мере приближения к полярным областям (кроме Антарктиды). Поэтому действительные суммы прямой солнечной радиации на земной поверхности существенно отличаются не только от солярной, но и от возможной при облачном небе.

2.3. Рассеянная радиация

Уменьшение действительного количества прямой радиации по сравнению с возможной при безоблачном небе частично компенсируется притоком рассеянной солнечной радиации. На величину рассеянной радиации оказывают влияние различные факторы: высота Солнца над горизонтом, прозрачность атмосферы, содержание и состояние воды в атмосфере, альбедо земной поверхности. Рассеянная радиация увеличивается вместе с ростом прямой радиации, но ее доля в суммарном потоке растет с уменьшением высоты Солнца и прозрачности атмосферы. В дни со средней облачностью доля рассеянной радиации составляет 43 %, а в ясные дни около 13 %.

Наиболее велика рассеянная радиация в приэкваториальной зоне с ее высоким положением Солнца и большой облачностью преимущественно кучевых форм. Зона 20 – 30° широты, менее облачная, имеет около 68 % рассеянной радиации по сравнению с экваториальной. В более высоких широтах изменения невелики: это означает, что уменьшение высоты Солнца почти полностью компенсируется увеличением облачности.

В глубоких внутренних районах континента доля рассеянной радиации в общем ее приходе на горизонтальную поверхность составляет менее 50 %, а в пустынях она уменьшается до 20 – 30 %. Во всех остальных частях земного шара рассеянная радиация дает больше половины, а в наиболее облачных районах, например у полярного круга, 80 – 100 %. В Екатеринбурге доля рассеянной радиации составляет в июне ≈ 40 %, а в декабре – до ≈ 80 %.

2.4. Альбедо земной поверхности

Не вся падающая на земную поверхность солнечная радиация поглощается ею и превращается в тепло. Часть ее отражается подстилающей поверхностью и, следовательно, теряется. Эта потеря радиации зависит от величины альбедо земной поверхности, т.е. коэффициента отражения. Значения альбедо для некоторых видов поверхности приведены в табл. 1.

Таблица 1

Средние значения альбедо естественных поверхностей суши

Вид поверхности	Альбедо,%
Устойчивый снежный покров в высоких широтах (более 60° с.ш.)	70-80
Устойчивый снежный покров в умеренных широтах (менее 60° с.ш.)	45- 50
Неустойчивый снежный покров осенью	18
Лес при устойчивом снежном покрове	14
Тундра без снежного покрова	28
Хвойный лес	15
Пустыня	35

Альбедо земной поверхности изменяется в связи со сменой ландшафтных зон, а в умеренных и высоких широтах еще и со сменой сезонов года. Наиболее высокое значение альбедо наблюдается в Антарктиде – 80-86 %, и мало меняется в годовом ходе. Альбедо водной поверхности в среднем меньше поверхностей суши и зависит от угла падения лучей Солнца. Альбедо прямых солнечных лучей изменяется от нескольких процентов при большой высоте Солнца и почти до 100 % при низком его стоянии (полное отражение, зеркальное). Роль альбедо в формировании климата весьма велика. Так, мы упоминали, что интенсивность радиации, достигающей поверхности Антарктиды, высока благодаря прозрачности воздуха и низкой облачности; однако из-за высокого альбедо льда и снега поглощаемая доля радиации очень мала. В центре континентов облачность также меньше, чем над океанами, и приток радиации большой. Однако и альбедо их, особенно в декабре, гораздо больше, чем у водной поверхности. Таким образом, разное альбедо океанов и континентов в отдельные месяцы полностью ликвидирует преимущество последних в поступлении суммарной солнечной радиации.

2.5. Эффективное излучение земной поверхности

При подсчете радиационного баланса кроме потери отраженной коротковолновой радиации необходимо учитывать расход радиационного тепла в результате эффективного длинноволнового излучения подстилающей поверхности.

Величина эффективного излучения определяется в основном температурой подстилающей поверхности, температурной стратификацией атмосферы, влагосодержанием воздуха и облачностью. Существуют полуэмпирические формулы, по которым с использованием перечисленных параметров можно рассчитать месячные суммы эффективного излучения, например:

$$E^* = E_0^* (1 - cn) + \Delta E,$$

где E^* – эффективное излучение;

E_0^* – эффективное излучение при безоблачном небе;

c – коэффициент, зависящий от физических свойств облаков (от 0,5 на экваторе до 0,82 на широте 75°);

n – средняя месячная облачность в долях единицы;

ΔE – поправка к эффективному излучению, обусловленная разностью температур подстилающей поверхности и воздуха.

Годовые величины эффективного излучения на земном шаре изменяются по сравнению с величинами суммарной радиации значительно меньше: от $1{,}3 \cdot 10^3$ до $3{,}3 \cdot 10^3$ МДж/(м^2·год). Это обусловлено зависимостью эффективного излучения от температуры и абсолютной влажности и противоположным их влиянием на него. Увеличение температуры не только способствует увеличению эффективности излучения, но и одновременно приводит к росту влагосодержания воздуха, которое уменьшает это излучение.

Наибольшие суммы эффективного излучения наблюдаются в тропических пустынях, где они достигают $3{,}3 \cdot 10^3$ МДж/(м^2·год). Столь большой расход длинноволновой радиации здесь обусловлен высокой температурой подстилающей поверхности, сухостью воздуха и безоблачным небом.

На тех же широтах, но на океанах из-за уменьшения температуры, повышения влажности и облачности излучение вдвое меньше и составляет около $1{,}5 \cdot 10^3$ МДж/(м^2·год). В районе 60−й широты эффективное излучение земной поверхности колеблется от $1{,}7 \cdot 10^3$ до $2{,}1 \cdot 10^3$ МДж/(м^2·год). Наименьшие потери длинноволновой радиации имеют место в полярных странах.

2.6. Радиационный баланс

Радиационным балансом, или остаточной радиацией подстилающей поверхности B, принято называть разность между радиацией B_k, поглощенной земной поверхностью, и эффективным излучением E^*:

$$B = B_k - E^*,$$

где B_k – поглощенная радиация, или баланс коротковолновой радиации, рассчитанный по формуле

$$B_k = Q(1 - A),$$

где Q – суммарная радиация (прямая и рассеянная); A – альбедо.

Величины радиационного баланса $5{,}0 \cdot 10^3$ – $5{,}5 \cdot 10^3$ МДж/(м^2·год) являются максимальными, и расположены в наиболее жарких океанических районах, например, север Аравийского моря и Бенгальского залива, а также в тропических широтах Атлантического и Тихого океанов. Здесь баланс в силу меньшей отражательной способности воды оказывается больше, чем его величина на суше. Величины радиационного баланса в самый холодный и самый теплый месяцы приведены на рис. 5 и 6.

Максимальный радиационный баланс на суше обычно не превышает $3{,}0\cdot10^3$ –$3{,}5\cdot10^3$ МДж/(м^2·год) и наблюдается в районах, отличающихся сравнительно небольшой облачностью, большой влажностью.
Минимальные величины радиационного баланса на континентах в тропических широтах [$2{,}0\cdot10^3$ –$2{,}5\cdot10^3$ МДж/(м^2·год)] характерны как для малооблачных, но очень сухих районов тропических пустынь, так и для районов с большой плотной облачностью и обилием дождей (камерунское побережье Гвинейского залива). Первые - много получают тепла, но много и отдают (эффективное излучение, высокое альбедо), вторые - из-за облачности мало облучаются.

В зоне тундры баланс в среднем равен $0{,}5\cdot10^3$–$0{,}7\cdot10^3$ МДж/(м^2·год), в зоне тайги – $0{,}7\cdot10^3$ – $1{,}0\cdot10^3$ МДж/(м^2·год), в зоне лесостепей $1{,}2\cdot10^3$–$1{,}8\cdot10^3$ МДж/(м^2·год).

Особенно низок радиационный баланс в полярных областях, где его значение меньше 0: в Арктике $-0{,}08\cdot10^3$ МДж/(м^2·год), на ледяном куполе в Гренландии $-0{,}15\cdot10^3$ МДж/(м^2·год); в Антарктиде баланс $-0{,}35\cdot10^3$ МДж/(м^2·год) (за счет того, что приходит тепла меньше, чем излучается, а его избыток приходит с воздушными и гидротечениями от более теплых зон).

Различие в радиационном нагревании поверхности воды и суши – одна из причин, обусловливающих глубокое взаимопроникновение влияний суши и моря, оно характерно для всех широтных зон земного шара.

2.7. Тепловой баланс

Радиационный баланс земной поверхности как основной показатель климата местности имеет вполне самостоятельное значение как остаточная радиация. В то же время он является важнейшей составляющей теплового баланса. На земной поверхности происходит преобразование радиационного тепла: часть его расходуется на испарение, часть – на нагревание воздуха, часть – на нагревание подстилающей поверхности (почвы или воды). В соответствии с приходом и расходом тепла по отношению к подстилающей поверхности составляющие теплового баланса могут иметь положительные или отрицательные значения:

$$\pm B = \pm ZV \pm P \pm A,$$

где B – радиационное тепло;

ZV – часть тепла, расходуемая на испарение;

P – часть тепла, расходуемая на нагревание воздуха путем турбулентного теплообмена;

A – часть тепла, расходуемая на нагревание воды или почвы.

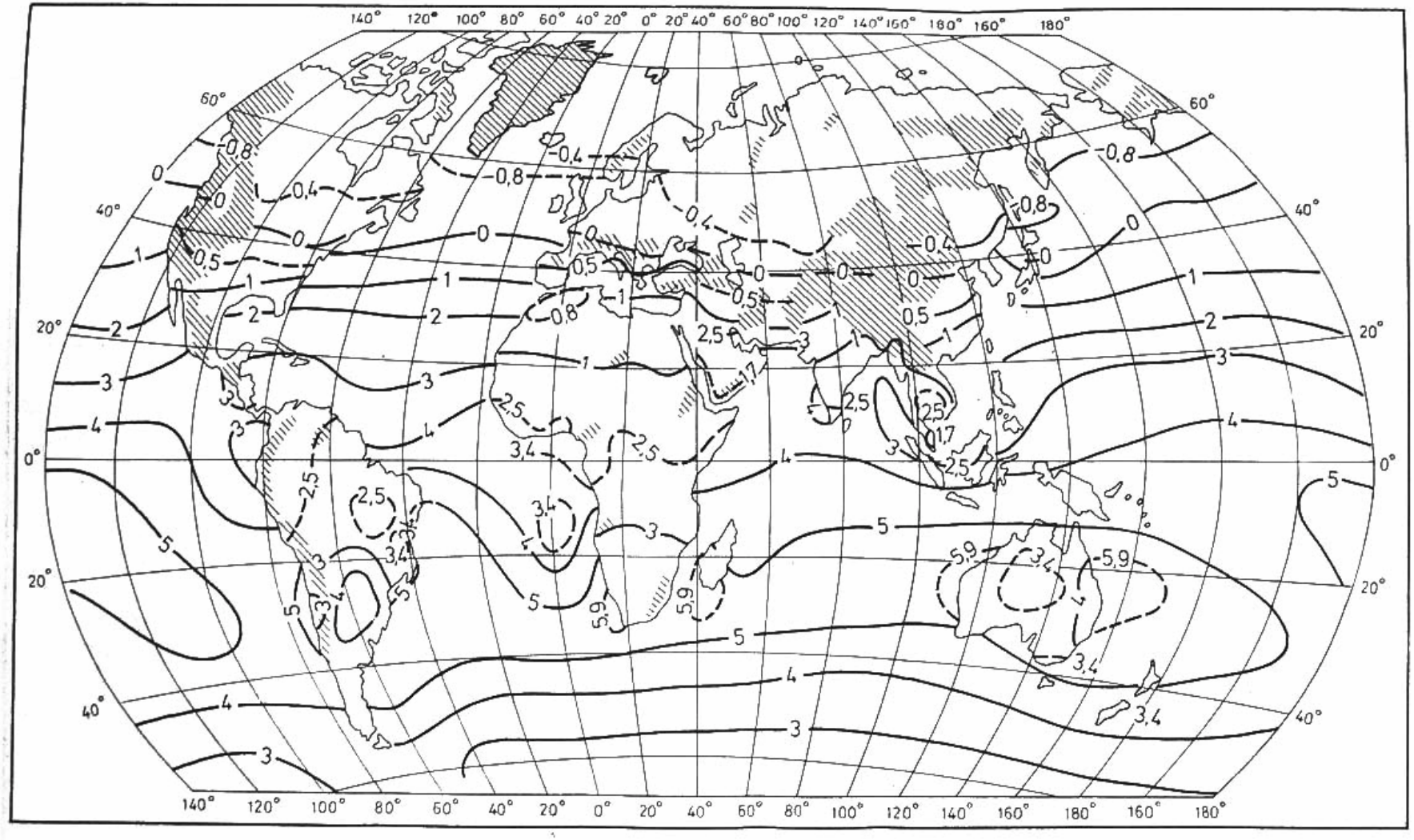
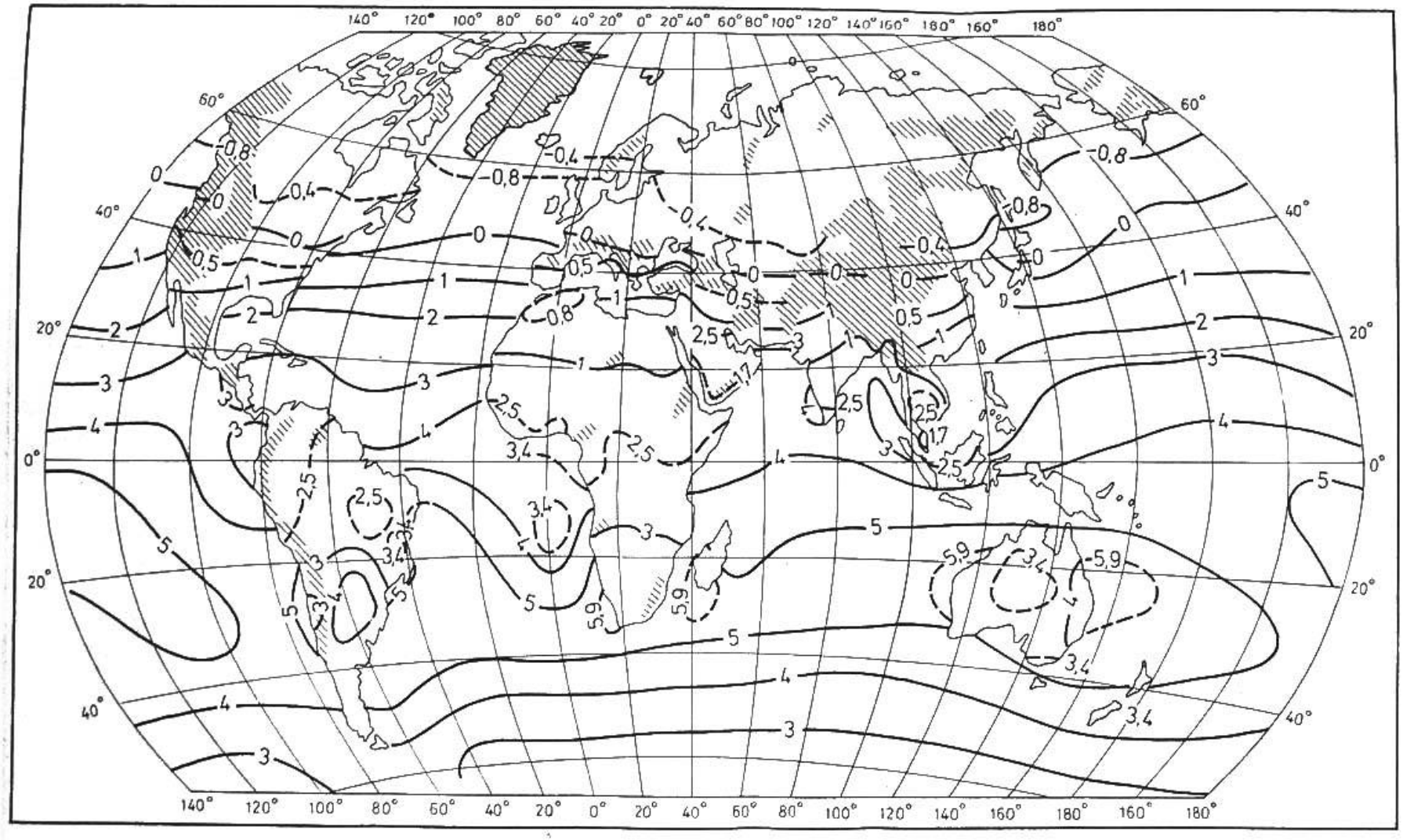


Рис. 5. Радиационный баланс земной поверхности за декабрь, [10^2 МДж/(м^2 ·мес.)]



Карта V. Радиационный баланс земной поверхности за декабрь [в 10^2 МДж/(м^2·мес)]

Эти компоненты баланса довольно сложно сосчитать. Делать это приходится полуэмпирическим путем, когда в формулы вводят безразмерные коэффициенты, приближающие расчеты к реально определяемым параметрам (рис.7, 8).

Рассмотрим первый член этого уравнения ZV. Затраты тепла на испарение над сушей и океаном существенно различаются. Это можно объяснить, во-первых, ограниченностью запасов влаги на суше по сравнению с океаном и, во-вторых, различием метеорологических условий для потери влаги с этих поверхностей. Различие затрат тепла на испарение на суше и океане имеет большое значение в климатообразовании, в частности в формировании режима воздушных течений.

2.8. Средние годовые значения затрат на испарение над сушей и океаном в Северном полушарии

Малые затраты тепла на суше могут иметь место в регионах, отличающихся очень большой сухостью, следовательно, недостатком влаги в почве, а также во влажных и холодных зонах, где относительная влага близка к 100 %, т.е. в полярных областях.

Наибольшее количество тепла (более $2{,}4 \cdot 10^3$ МДж/м^2) затрачивается на испарение с суши в зонах влажных экваториальных и субэкваториальных климатов без сухих периодов.

На океанах годовые затраты тепла на испарение в тропиках и субтропиках могут достигать $40 \cdot 10^3$–$45 \cdot 10^3$ МДж/м^2 это означает, что испаряется слой воды толщиной 1,5 и даже 2 м.

Но больше всего тратится тепла на испарение в районах с теплыми океаническими течениями (Гольфстрим, Куросио). Это обусловлено, с одной стороны, высокой температурой этих течений (их поверхности) и, с другой стороны, развитой атмосферной циркуляцией, определяющей большие скорости ветра и влагонасыщенность воздуха. Здесь потери тепла на испарение превышают величину радиационного баланса. Этот дефицит компенсируется притоком тепла с теплыми океаническими водами.

В зимнее время океан сильно испаряет и теряет много тепла (до $0{,}8 \cdot 10^3$ МДж/м^2). Это объясняется низкой абсолютной влажностью воздуха и значительными скоростями ветра в зимнее время. Летом во внетропических зонах океанов испарение и, следовательно, затраты тепла резко сокращаются (более высокая влажность, меньше скорость ветра).

В противоположность океаническим условиям в холодное время года на обширных территориях континентов испарение резко сокращается. Поэтому затраты тепла на испарение невелики 0,4 МДж/м^2 в месяц. В июне же в среднем на испарение теряется примерно 1,6 МДж/м^2.

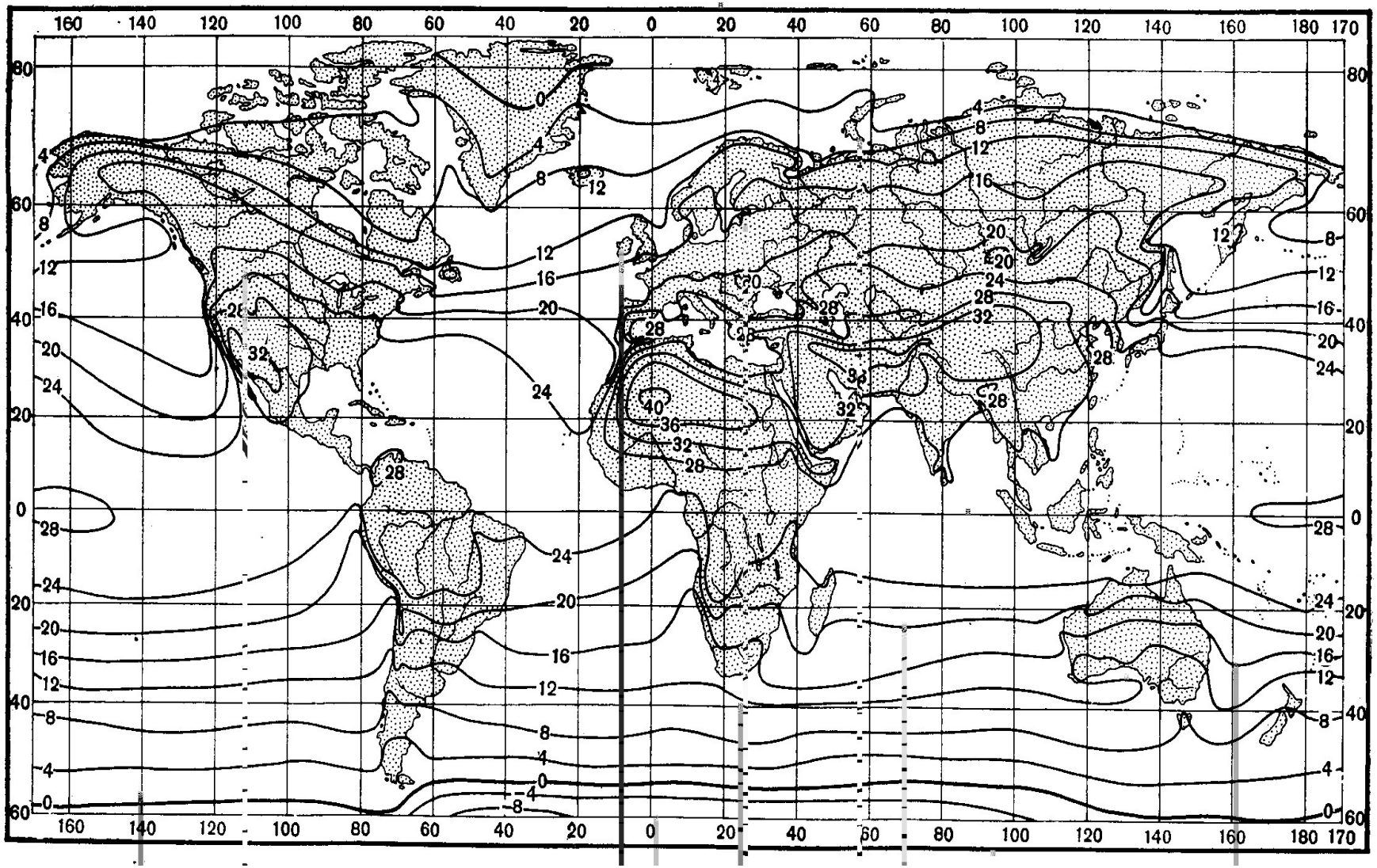


Рис. 7. Изотермы июля

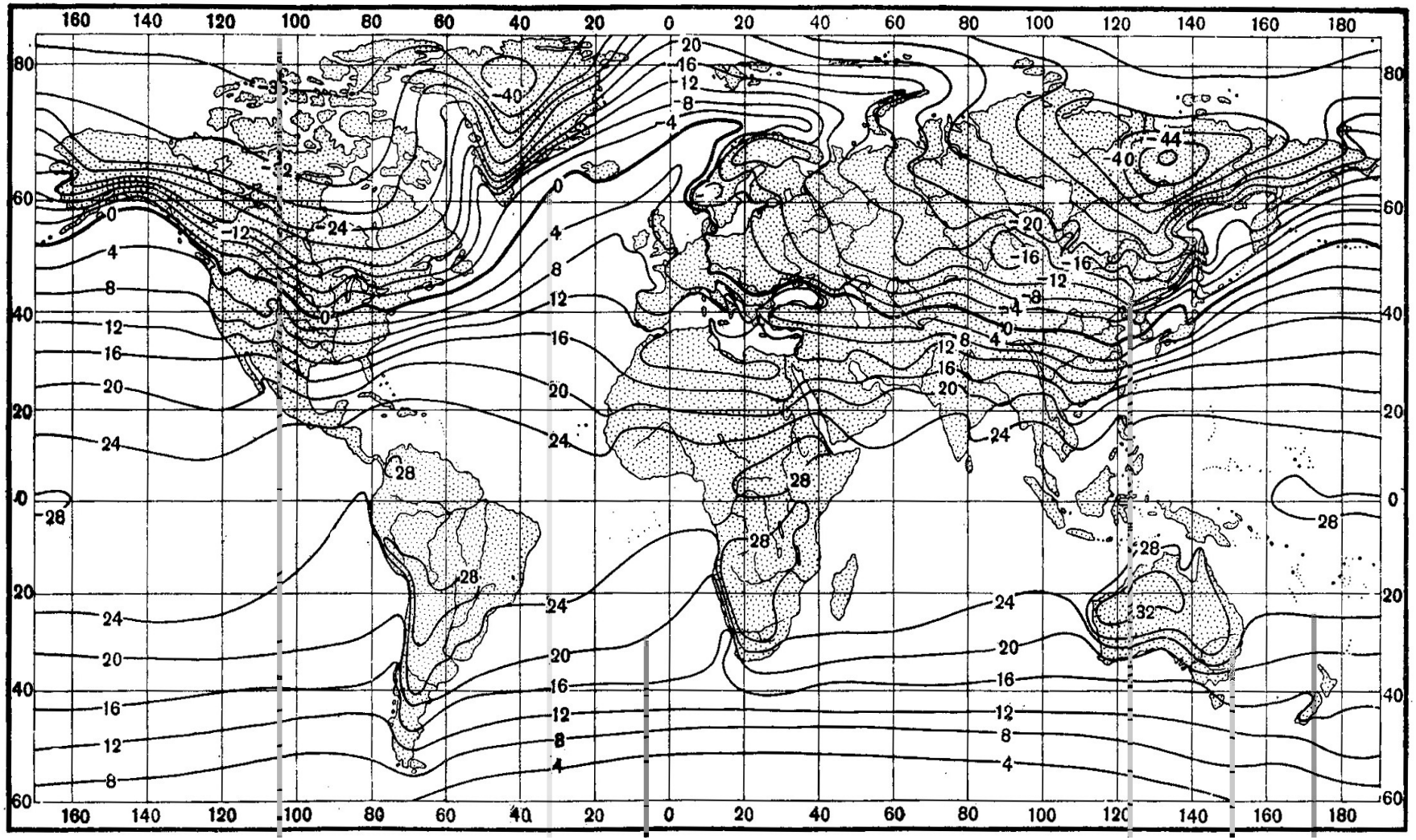


Рис. 8. Изотермы января

Различие климатических условий как на поверхности Мирового океана, так и на суше приводит к тому, что географическое распределение затрат тепла на испарение, а также их годовой ход имеет сложный характер и приобретает существенные зональные черты. Поверхность Мирового океана и континенты вплоть до высоких широт в среднем отдают тепло в атмосферу. В тропических областях океаническая поверхность отдает с помощью турбулентного потока сравнительно немного тепла. Это объясняется, главным образом, отсутствием здесь больших контрастов температуры поверхности воды и воздуха.

Наоборот, в районах с теплыми океаническими течениями и климатическими контрастами суши и океана в умеренных и высоких широтах большая разница между температурой воды и воздуха способствует увеличению турбулентного потока тепла (Гольфстрим, Куросио). Напротив, в зонах холодных течений теплообмен с поверхности воды ослабевает, и даже обретает обратный знак.

На суше турбулентный поток с ростом широты (от 0 до 90°) уменьшается. Наибольшее значение потока – в тропических пустынях, минимальное – в полярных зонах.

В Антарктиде подстилающая поверхность настолько выхоложена, что здесь турбулентный поток имеет отрицательный знак и составляет -$0{,}15\cdot10^3$– -$0{,}35\cdot10^3$ МДж/м^2·год, а в зоне стоков ветров даже доходит до величин -$0{,}5\cdot10^3$... -$0{,}7\cdot10^3$ МДж/м^2·год. Таким образом, в Антарктиде турбулентный поток не уносит, а приносит тепло.

2.9. Подстилающая поверхность и ее роль в формировании климата

Подстилающая поверхность оказывает большое влияние на все составляющие радиационного и теплового балансов. Не менее важна ее роль и в общей циркуляции атмосферы, прежде всего в формировании и трансформации географических типов воздушных масс.

Наиболее существенное и весьма различное влияние на климат оказывают два основных вида подстилающей поверхности – вода и суша. Под воздействием водной поверхности и суши во всех зонах земного шара создаются два совершенно различных типа климата: морской и континентальный. Вместе с тем как водная поверхность, так и поверхность суши сами по себе неоднородны. В океанах есть теплые и холодные течения, различия глубин; на поверхности суши имеет место разнообразие форм рельефа, почв, наличие или отсутствие растительности и т.д. В соответствии с этим как водная поверхность, так и суша в одной и той же климатической зоне могут оказывать разнообразное влияние на климат. Особое влияние на метеорологические процессы оказывают теплые и холодные океанические течения, поверхности, покрытые снегом и льдом, особенности строения рельефа и растительных покровов суши.

Необходимо учитывать расход радиационного тепла в результате эф-

фективного излучения подстилающей поверхности (это – длинноволновая радиация).

Величина эффективного излучения определяется в основном температурой подстилающей поверхности, температурной стратификацией атмосферы, влагосодержанием воздуха и облачностью.

Ранее приводилась полуэмпирическая формула для расчета месячных сумм эффективного излучения. Используемые в ней ΔE и E_0^* также можно рассчитать:

$$\Delta E = 4s\sigma T^3 (T_n - T),$$

$$E_0^* = s\sigma T^4 (11{,}7 - 0{,}23e),$$

$$s = 0{,}95,\ \sigma = 8{,}14 \cdot 10^{-11},$$

где T – средняя температура воздуха за месяц, T_n – температура подстилающей поверхности, e – средняя за месяц упругость водяного пара.

Годовые величины эффективного излучения на земном шаре изменяются по сравнению с величинами суммарной радиации значительно меньше: от $8{,}36 \cdot 10^3$ до $37{,}6 \cdot 10^3$ кДж/м^2. Это обусловлено зависимостью эффективного излучения от температуры и абсолютной влажностью и противоположным их влиянием на него. Увеличение температуры хотя и должно способствовать увеличению эффективности излучения, но одновременно оно сопровождается ростом влагосодержания воздуха, которое уменьшает это излучение.

2.10. Основные свойства подстилающей поверхности, влияющие на климат

Большие контрасты термического режима водной поверхности и суши обусловлены, прежде всего, различием теплопроводности воды и почвы. На суше тепло распространяется в более глубокие слои медленно, главным образом путем теплопроводности и отчасти с просачивающейся водой атмосферных осадков. В водной толще морей и океанов, особенно в 100-метровом верхнем слое, теплообмен осуществляется более эффективным способом – турбулентной теплопроводностью, благодаря чему массы воды, а вместе с ней и тепло быстро перераспределяются по вертикали. Участие больших масс воды в этом процессе приводит к тому, что нагревание, так и охлаждение поверхностного слоя воды под влиянием притока тепла или его отдачи (на границе с воздухом) происходит в десятки раз медленнее по сравнению с поверхностью суши.

Объемная теплопроводность почвы равна 2 – 2,5 Дж/(см^3·град), что в 2 – 3 раза меньше соответствующей теплоемкости океанической воды.

Определенное значение в термическом режиме водоемов имеет и более глубокое проникновение коротковолновой солнечной радиации в воду по сравнению с почвой. На суше коротковолновая радиация поглощается верхним слоем толщиной в доли миллиметра. В океане коротковолновая радиация проникает до глубины порядка 10 –100 м. Это значит, что она не

поглощается, следовательно, не нагревает воду. Тепловой режим определяется приходом-расходом длинноволновой радиации и турбулентным влаго- и теплообменом между подстилающей поверхностью и атмосферой, а также с глубинными массами воды.

Существуют и другие параметры, отличающие поверхность воды от суши:

• водная поверхность обладает иной отражательной способностью по сравнению с сушей;

• альбедо водной поверхности существенно зависит от высоты солнца;

• альбедо зависит от волнения моря, размеров волн.

Благодаря большой теплопроводности и теплоемкости почти вся поглощаемая водой радиация идет на ее нагрев.

Над океанами воздушные массы преимущественно увлажняются – на испарение идет около 90 % от величины радиационного баланса. Над сушей воздушные массы, наоборот, главным образом теряют влагу и в различные сезоны года прогреваются или выхолаживаются.

2.11. Стратификация

В параграфе 1.4 указывалось, что температура атмосферы может падать и возрастать на разных высотах. Температурные параметры воздуха не остаются постоянными на определенных высотах, они меняются по сезонам, различны для разных широт. В качестве примера можно привести такой факт: в тропиках температура воздуха на уровне тропопаузы круглый год держится от -70 до -80 °С; в умеренных широтах значительно выше (порядка -55 °С), а в Арктике повышается до -45 и даже -35 °С. Высота тропопаузы и температура на уровне тропопаузы и в нижней стратосфере меняются не только в годовом ходе, но и день ото дня. Иногда за сутки высота тропопаузы меняется на 3 км и больше, а температура на уровне тропопаузы – на 10 – 20 °С. Эти изменения высоты и температуры тропопаузы связаны с прохождением областей низкого и высокого давления – циклонов и антициклонов. В циклонах тропопауза снижается и температура ее повышается; в антициклонах она приподнимается, а температура ее понижается.

Рассмотрим причины изменения температуры с высотой. Если воздух начинает подниматься, он попадает в слои с меньшим давлением и начинает расширяться. При расширении воздух совершает работу, его теплосодержание, а следовательно, и температура уменьшаются. Таким образом, воздух адиабатически охлаждается на 1 °С при подъеме на 100 м, пока он не насыщен влагой, и на несколько десятых долей градуса на 100 м, когда он достиг состояния насыщения. Напротив, когда воздух опускается, он нагревается на 1 °С на каждые 100 м спуска. Разность температур обусловливает конвекцию атмосферы, способствуя перемешиванию мощных слоев воздуха. В результате подъема одних элементов турбулентности вверх и опускания других вниз (в процессе перемешивания) устанав-

ливается такое распределение температуры, при котором вертикальные градиенты в атмосферном столбе находятся в состоянии *конвективного равновесия*. В стратосфере водяного пара очень мало, и он не играет там активной роли в поглощении и излучении энергии. Поэтому вертикальное перемешивание в стратосфере менее интенсивно, чем в тропосфере, где содержится больше влаги. Распределение температуры в стратосфере определяется повышенным содержанием в ней озона, сильно поглощающего радиацию, а его содержание растет с высотой. В результате в стратосфере устанавливается по вертикали *температура лучистого равновесия*, либо мало меняющаяся либо растущая с высотой.

В тропиках в нескольких нижних сотнях метров над морем почти всегда наблюдаются вертикальные градиенты температуры, близкие к 1 °С/100 м. Здесь над теплым морем всегда развита конвекция. В средних широтах в летние дни над перегретой почвой возникают в нижних метрах очень большие вертикальные градиенты. Ночью над охлажденной почвой вертикальные градиенты в приземном слое воздуха уменьшаются и даже меняют знак, особенно в ясную погоду при усиленном эффективном излучении. Над почвой устанавливается инверсия температуры, т.е. ее повышение с высотой вместо падения.

Конвекция вообще имеет турбулентный характер, характер беспорядочного перемешивания воздуха. Однако при вертикальных градиентах температуры, близких к адиабатическим, она становится упорядоченной, превращается в мощные и значительные по площади поперечного сечения вертикальные токи воздуха, причем скорости восходящих токов могут достигать 10 – 20 м/с.

Рассмотрим условия конвекции в наиболее простом идеализированном виде. Можно вывести уравнение для ускорения воздуха. Для этого будем считать, что в процессе конвекции 1 кг воздуха адиабатически поднимается или опускается, не смешиваясь с окружающей воздушной средой. На вертикально движущийся воздух действуют две силы: направленная вниз сила тяжести и направленная вверх сила вертикального барического градиента. После некоторых преобразований можно получить выражение

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g\frac{T_i - T_a}{T_a}.$$

Из этого выражения видно, что ускорение вертикально движущейся частицы воздуха – ускорение конвекции – зависит от разности абсолютных температур движущегося воздуха и окружающей воздушной среды. При температурах, близких к 273 К, т.е. к 0 °С, при разности температур T_i - T_a = 1 °С вертикальное ускорение составит около 3 см/с^2.

Если разность температур T_i - T_a положительна, то ускорение также положительно и частица поднимается ускоренно вверх. Если движущаяся частица холоднее окружающего воздуха, ускорение конвекции отрица-

тельно, т.е. частица опускается. Если температура частицы и окружающего воздуха равны, ускорение конвекции отсутствует.

Как видим, ускорение вертикально движущейся частицы воздуха — *ускорение конвекции — зависит от разности абсолютных температур движущегося воздуха и окружающей воздушной среды.*

Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для сухого воздуха. Для развития конвекции необходимо такое распределение температуры в атмосфере, при котором разность температур $T_i - T_a$ сохранялась бы или (еще лучше) увеличивалась при смещении частицы.

Представим сначала, что мы имеем дело *с сухим воздухом* (те же выводы действительны и для *влажного ненасыщенного воздуха).* Сухая воздушная частица, как известно, адиабатически охлаждается на 1 °С на каждые 100 м подъема и нагревается на 1 °С на каждые 100 м спуска. Если между частицей и окружающим воздухом есть какая-то начальная разность температур T_i–T_a, то для сохранения этой разности при движении частицы и, следовательно, для сохранения конвекции необходимо, чтобы в окружающей атмосфере температура менялась по вертикали на ту же величину, т. е. на 1 °С на каждые 100 м. Иными словами, должен существовать вертикальный градиент температуры $\gamma = -dT_a/dz$, равный *сухоадиабатическому градиенту* γ_a, т. е. 1 °С/100 м. Существующая конвекция при нем сохраняется, но не усиливается с высотой.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере меньше 1 °С/100 м ($\gamma < \gamma_a$), то какова бы ни была первоначальная разность температур $T_i - T_a$, при движении частицы вверх или вниз она будет уменьшаться. Следовательно, ускорение конвекции будет убывать и в конце концов на уровне, где T_i станет равной T_a, дойдет до нуля и вертикальное движение частицы прекратится.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере *сверхадиабатический,* т. е. больше 1 °С/100 м ($\gamma > \gamma_a$), то при вертикальном движении частицы вверх или вниз разность температур этой частицы и окружающего воздуха будет возрастать и ускорение конвекции будет увеличиваться.

Итак, для развития конвекции в сухом или ненасыщенном воздухе нужно, чтобы вертикальные градиенты температуры в воздушном столбе были больше сухоадиабатического. В этом случае говорят, что атмосфера обладает *неустойчивой стратификацией.* При вертикальных градиентах температуры *меньше сухоадиабатического* условия для развития конвекции неблагоприятны. Говорят, что атмосфера обладает *устойчивой стратификацией.*

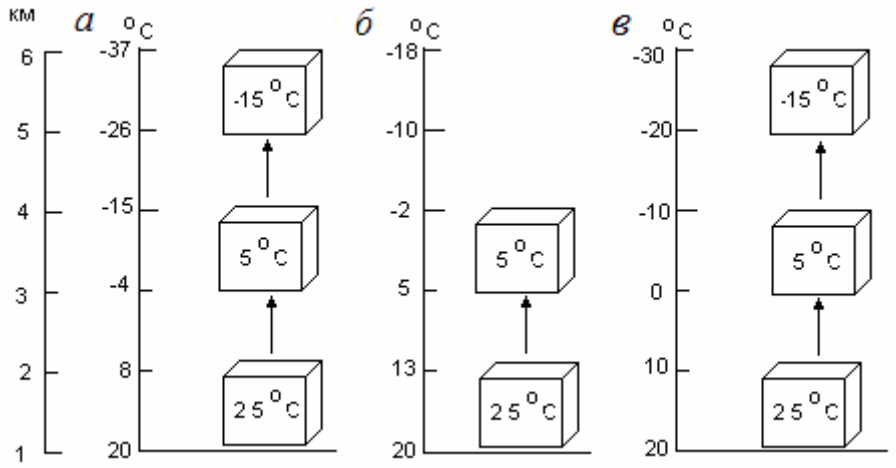


Рис. 9. Схематические примеры неустойчивой (*а*), устойчивой (*б*) и безразличной (*в*) стратификации в сухом воздухе: первоначальная разность температур восходящего и окружающего воздуха в первом случае возрастает, во втором — убывает, в третьем — не меняется

Наконец (в промежуточном случае), при вертикальном градиенте, *равном сухоадиабатическому,* существующая конвекция сохраняется, но не усиливается. Говорят, что атмосфера обладает *безразличной стратификацией.* Описанные условия представлены на схематических примерах рис. 9.

Вместо терминов *устойчивая, неустойчивая* и *безразличная стратификация* употребляют также термины *устойчивое, неустойчивое* и *безразличное равновесие.* Смысл термина *равновесие* состоит в следующем. Допустим, что никаких разностей температур по горизонтальному направлению не существует и, следовательно, никакой конвекции нет. Возьмем теперь частицу воздуха на некотором уровне. Предположим, что, приложив какую-то внешнюю силу, мы подняли или опустили эту частицу на какой-то новый уровень, хотя бы и очень близкий к начальному. Как она будет вести себя дальше без внешнего воздействия? При безразличной стратификации, т.е. при вертикальном градиенте в атмосферном столбе 1 °С/100 м ($\gamma = \gamma_a$), эта частица на любом новом уровне будет иметь ту же температуру, что и окружающий воздух на этом уровне. Она охладится или нагреется на 1 °С на каждые 100 м смещения по вертикали; но и в окружающем воздухе температура будет на ту же величину ниже или выше, чем на начальном уровне. Следовательно, в новом положении разность температур $T_i - T_a$ останется равной нулю и частица останется в равновесии на новом уровне. Этот случай и называется *безразличным равновесием по вертикали.*

При *устойчивой стратификации,* т.е. при вертикальном градиенте меньше 1 °С/100 м ($\gamma > \gamma_a$), частица, смещенная из первоначального положения, адиабатически охладившись или нагревшись при смещении, станет холоднее окружающего воздуха, если она поднята вверх, и теплее,

если она опущена вниз. Поэтому предоставленная самой себе частица *вернется* в начальное положение, где разность $T_i - T_a$ снова превратится в нуль. В этом случае говорят *об устойчивом равновесии по вертикали.*

Наконец, при *неустойчивой стратификации,* т. е. при вертикальном градиенте температуры больше 1 °С/100 м ($\gamma > \gamma_a$), смещенная вверх частица окажется теплее, чем окружающий воздух, а смещенная вниз – холоднее. Предоставленная самой себе, она будет *продолжать удаляться* от начального положения. В этом случае говорят *о неустойчивом равновесии по вертикали.*

Теперь можно сформулировать следующее: *в случае безразличной стратификации потенциальная температура в воздушном столбе не меняется с высотой, в случае неустойчивой стратификации падает с высотой, а в случае устойчивой стратификации растет с высотой.* Под потенциальной температурой понимают такую температуру, которую примет воздух, если его адиабатически опустить или поднять до изобарической поверхности 1 000 гПа. Вычисляя потенциальную температуру воздушных масс, находящихся на разных высотах, можно сравнивать их тепловое состояние.

Стратификация атмосферы и вертикальное равновесие для насыщенного воздуха Все сказанное выше относилось к сухому или к влажному ненасыщенному воздуху. Теперь допустим, что частица воздуха, движущаяся по вертикали вследствие разности температур $T_i - T_a$ *, насыщена,* т.е. содержит водяной пар в состоянии насыщения. Напомним, что частица, движущаяся вниз, может сохранять состояние насыщения только в том случае, если в ней есть жидкие или твердые продукты конденсации, взвешенные капельки или кристаллы. В противном случае адиабатическое повышение температуры при нисходящем движении сразу же ликвидирует состояние насыщения.

Как и в случае сухого воздуха, для сохранения конвекции нужно, чтобы первоначальная разность температур $T_i - T_a$ не менялась. Но насыщенный воздух адиабатически меняет свою температуру при вертикальном смещении не на 1 °С на каждые 100 м, а только на несколько десятых долей градуса в зависимости от температуры и давления. Поэтому сохранение разности температур возможно лишь при условии, что вертикальный градиент температуры γ в атмосферном столбе *равен влажноадиабатическому градиенту* $\gamma_{ва}$.

Если вертикальные градиенты температуры в атмосфере больше влажноадиабатических для данных значений давления и температуры ($\gamma > \gamma_{ва}$), стратификация атмосферы неустойчива по отношению к насыщенному воздуху или, короче, *влажнонеустойчива*. Для сухого воздуха она при этом может быть устойчивой. При такой стратификации разность температур $T_i - T_a$ растет. Следовательно, будет возрастать ускорение конвекции, и конвекция будет развиваться. При вертикальных градиентах меньше влажноадиабатических ($\gamma < \gamma_{ва}$) стратификация ус-

тойчивая для насыщенного воздуха (влажно-устойчивая), т.е. не поддерживающая *конвекцию в нем. Если вертикальные градиенты в атмосферном столбе* в точности равны влажноадиабатическим *($\gamma = \gamma_{ва}$),* то стратификация безразличная для насыщенного воздуха.

В насыщенном воздухе также выделяют устойчивое,безразличное и неустойчивое равновесие атмосферы. При влажно-адиабатическом вертикальном градиенте температуры частицанасыщенного воздуха, выведенная из первоначального положенияравновесия, на любом новом уровне имеет ту же температуру, чтои окружающий воздух, т.е. снова находится в состоянииравновесия. Таким образом, при ($\gamma = \gamma_{ва}$) наблюдается безразличное равновесие для насыщенного воздуха.

При $\gamma < \gamma_{ва}$ разность температур заставит выведенную из начального равновесия частицу вернуться в начальное положение. Такое равновесие для насыщенного воздуха называется *устойчивым.*

Наконец, при $\gamma > \gamma_{ва}$ выведенная из начального положения равновесия частица под действием разности температур с окружающим воздухом продолжит удаляться от начального уровня. Такое равновесие для насыщенного воздуха *неустойчивым*.

2.12. Инверсии в тропосфере

На рис. 1 отражено изменение температуры с высотой. Видно, что на довольно протяженных по высоте участках атмосферы изменение температуры носит однотипный характер. Однако наряду с регулярными изменениями встречаются зоны, где градиент температуры воздуха меняет свой знак, и температура с ростом высоты оказывается выше, чем в нижнем слое. Такое изменение поведения температуры воздуха называется инверсией.

С инверсиями температуры связаны определенные особенности состояния атмосферы. Поэтому инверсии заметно влияют на развитие различных атмосферных процессов. В частности, слои инверсии имеют наиболее устойчивую стратификацию и препятствуют развитию восходящих движений воздуха.

Инверсия характеризуется нижней границей инверсионного слоя, вертикальной его протяженностью (толщиной) и скачком температуры, т.е. разностью температур на верхней и нижней границах слоя. Инверсии в тропосфере могут возникать на различных высотах. По высоте нижней границы инверсии разделяются на приземные, т.е. начинающие от деятельной поверхности, и инверсии свободной атмосферы, возникающие на той или иной высоте. Толщина инверсионных слоев изменяется от нескольких метров до 2 –3 км, а скачок температуры – от 2 до 10 $^{\circ}$С и более.

1. *Приземные инверсии*. В зависимости от условий образования они разделяются на радиационные и адвективные.

Радиационные инверсии возникают при охлаждении приземного слоя атмосферы, соприкасающегося с деятельной поверхностью, которая выхо-

лаживается путем излучения. По мере удаления от деятельной поверхности температура воздуха повышается. Таким образом, в нижнем слое атмосферы температура с высотой растет. Такие инверсии летом развиваются ночью, а зимой — днем. В связи с этим радиационные инверсии разделяют на летние (ночные) и зимние.

Летние (ночные) инверсии начинают развиваться вечером, после захода солнца. В течение ночи они усиливаются и утром достигают максимальной толщины и глубины. После восхода солнца деятельная поверхность и прилегающий к ней воздух прогреваются и инверсия разрушается. Толщина ночных инверсий зависит от длительности выхолаживания воздуха и от интенсивности турбулентного перемешивания. Она колеблется от 10—15 до 200—400 м. Развитию ночных инверсий благоприятствует ясное небо и слабый ветер.

Зимние инверсии в ясную погоду, когда охлаждение деятельной поверхности изо дня в день увеличивается, могут сохраняться несколько суток и даже недель, немного ослабевая днем и снова усиливаясь ночью. Толщина таких инверсий составляет несколько сотен метров, а иногда достигает 2 км и более. Толщина и скачок температуры зимних инверсий особенно велики в Якутии, где долгое время сохраняется ясная погода и слабый ветер. Толщина инверсии иногда достигает 3 км, а скачок температуры 15 °С.

Особенно усиливаются радиационные инверсии при резко неоднородном рельефе местности. Охлаждающийся воздух стекает в низины и котловины, где ослабленное турбулентное перемешивание способствует его дальнейшему охлаждению. Радиационные инверсии, связанные с особенностями рельефа местности, принято называть *орографическими.*

Адвективные инверсии образуются при адвекции, т.е. при натекании теплого воздуха на более холодную деятельную поверхность. Примером может служить вторжение теплого морского воздуха на материк в зимнее время года. В этом случае нижние слои натекающего воздуха отдают часть своего тепла деятельной поверхности, вследствие чего образуется инверсия.

К адвективным инверсиям относятся весенние (или снежные) инверсии, возникающие при адвекции воздуха, имеющего температуру выше 0 °С, на поверхность, покрытую снегом. На таяние снега нижележащие слои затрачивают большое количество тепла, в результате чего их температура понижается до 0 °С. В вышележащих слоях при этом сохраняются более высокие температуры.

2. *Инверсии свободной атмосферы.* По условиям образования они разделяются на следующие типы: инверсии турбулентности (трения), дина-мические, антициклонические (сжатия, оседания) и фронтальные

Инверсии турбулентности (трения, рис. 10) образуются на высоте несколько сотен метров, т.е. над слоем атмосферы, в котором особенно сильно развивается турбулентное перемешивание, обусловленное трением воздуха о поверхность земли. В устойчиво стратифицированном слое атмосферы с ненасыщенным водяным паром в результате турбулентного перемешивания вертикальный градиент температуры увеличивается до 1 °С/100 м. Объясняется это тем, что поднимающиеся порции воздуха адиабатически охлаждаются и понижают температуру вышележащих слоев. Таким же образом опускающиеся порции воздуха нагреваются и повышают температуру нижележащих слоев. В результате в слое с усиленной турбулентностью кривая стратификации начинает приближаться к сухой адиабате.

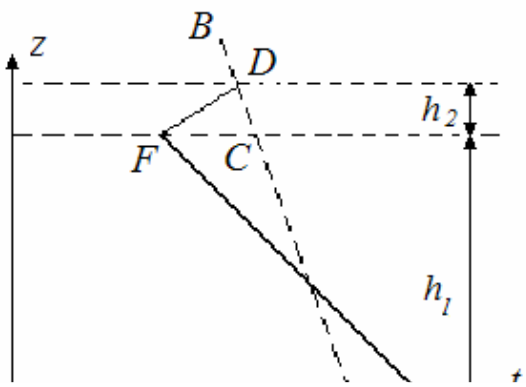


Рис. 10. Инверсия турбулентности: h_1– турбулентный слой; h_2 – слой резкого ослабления турбулентности

На рис. 10 линия *AB* — кривая стратификации до начала перемешивания, а линия *EF* — кривая стратификации, установившейся в нижней части слоя в результате интенсивного турбулентного пер мешивания. Выше, в слое резкого убывания турбулентности, стратификация выражается линией *FD*. Эта линия показывает, что над слоем интенсивного турбулентного перемешивания образуется инверсия. Инверсия турбулентности является переходным типом от приземной инверсии к инверсии свободной атмосферы. Толщина такой инверсии обычно не превышает нескольких десятков метров.

Динамические инверсии возникают в слоях с большими скоростями ветра. Причина их образования заключается в том, что воздушный поток, движущийся с большой скоростью $V_{макс}$, засасывает воздух из выше- и нижележащих слоев, в которых скорость ветра меньше (V_1 и V_2). В результате на верхнем уровне слоя больших скоростей развиваются нисходящие движения, а на нижнем — восходящие. В нисходящих потоках температура воздуха адиабатически растет на 1 °С/100 м, а в восходящих понижается на ту же величину. Таким образом, возникает перераспределение температуры и в средней части слоя больших скоростей развивается инверсия (рис. 11).

Антициклонические инверсии (сжатия, оседания) образуются в областях повышенного давления. В центре таких областей возникают нисходящие потоки воздуха. Вследствие более высокого давления на нижних уровнях опускающийся воздух сжимается и растекается по горизонтали от центра области к периферии, не достигая земной поверхности. Температура каждой опускающейся порции возрастает на 1 °С/100 м. Порции, опустившиеся из более высоких слоев, проходят большее расстояние по вертикали и поэтому больше нагреваются.

Фронтальные инверсии образуются во фронтальных зонах (рис. 12). Фронтальная зона является переходной между холодным и теплым возду-

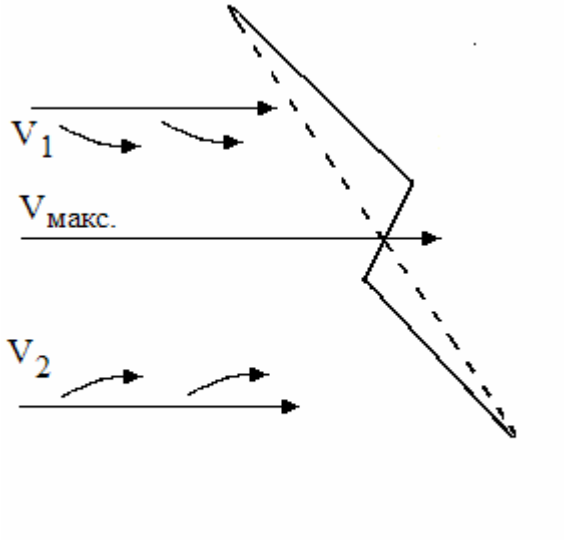


Рис. 11. Динамическая инверсия

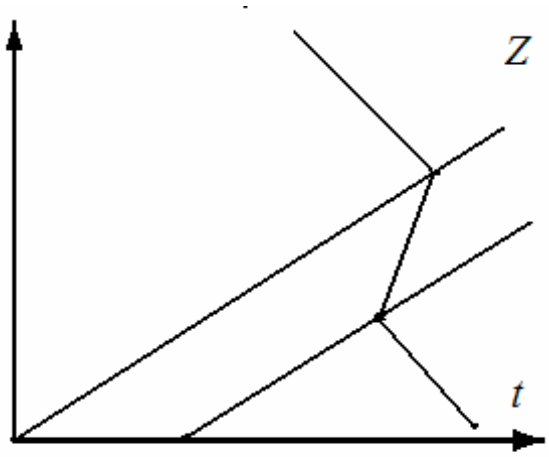


Рис. 12. Фронтальная инверсия

хом. В ней наблюдается резкое изменение вертикального градиента температуры и может возникнуть изотермия или даже инверсия. Высота нижней границы инверсионного слоя над данным пунктом зависит от расстояния между этим пунктом и линией фронта на земной поверхности. Чем дальше находится пункт от линии фронта, тем выше располагается инверсия.

3. ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

3.1. Барическое поле

Если на географической карте Земли расставить значения давлений и соединить точки, имеющие равное давление и лежащие в одной плоскости, линиями, мы получим проекцию пространственного распределения атмосферного давления. Само же пространственное распределение атмосферного давления называется барическим полем (рис. 13).

Для получения наглядного представления о распределении давления наземной поверхности строят карты изобар на уровне моря. Для этого на географическую карту наносят атмосферное давление, измеренное на метеорологических станциях и приведенное к уровню моря (по формуле Лапласа). Изобары проводят через определенные интервалы давления – обычно через 5 гПа.

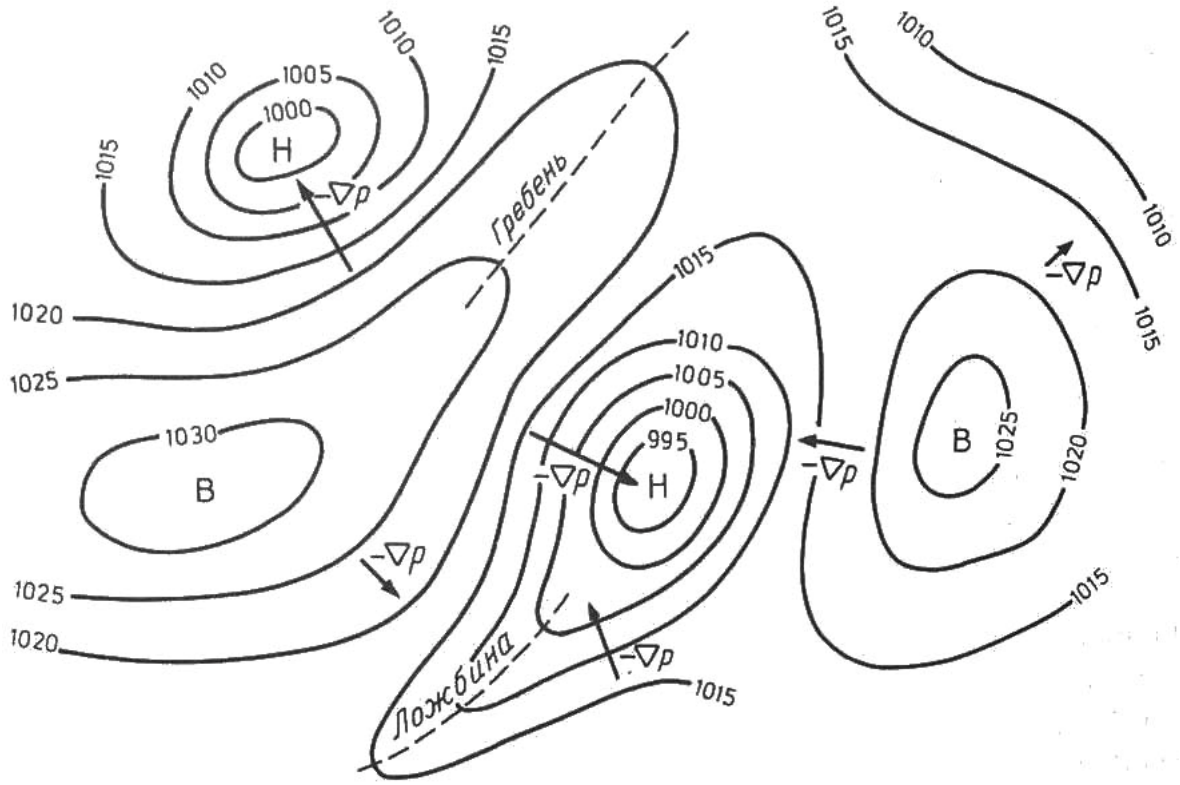


Рис. 13. Барические системы

Изобары могут иметь самую разнообразную конфигурацию. Области замкнутых изобар с пониженным давлением в центре называются *барическими минимумами,* или *циклонами***.** Давление здесь возрастает от центра к периферии. Области замкнутых изобар с повышенным давлением в центре называются *барическими максимумами,* или *антициклонами*. Давление в них от центра к периферии убывает. Кроме циклонов и антициклонов в барическом поле встречаются ложбины, гребни, седловины. *Ложбин**а*** – связанная с циклоном и вытянутая полоса пониженного давления, вклинивающаяся между двумя полосами повышенного давления. *Гребен**ь*** – свя-

занная с антициклоном и вытянутая от его центра полоса повышенного давления, расположенная между двумя полосами пониженного давления. *Седловина* – барическая область, заключенная между двумя циклонами и антициклонами, расположенными в шахматном порядке.

Горизонтальные размеры барических систем измеряются сотнями и тысячами километров.

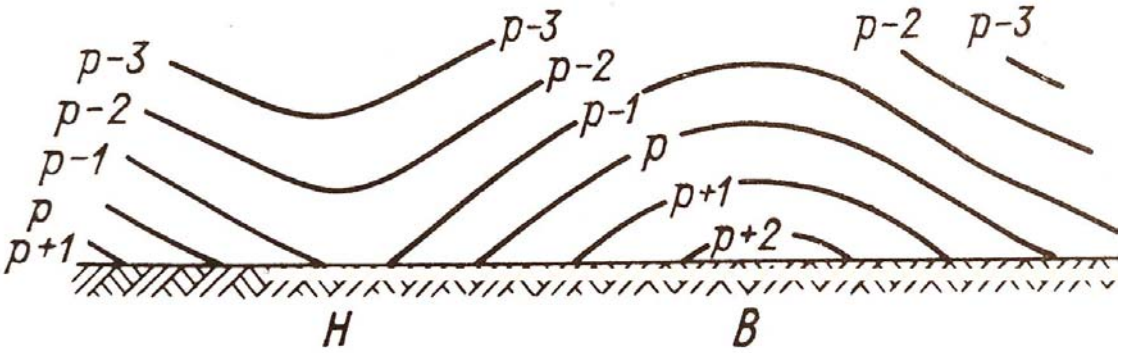


Рис. 14. Изобарические поверхности в циклоне (Н) и антициклоне (В) в вертикальном разрезе

В циклоне изобарические поверхности прогнуты вниз в виде воронок, а в антициклоне выгнуты вверх в виде куполов (рис. 14). При одинаковом давлении у земной поверхности одни и те же барические поверхности в теплом воздухе лежат выше, чем в холодном.

3.2. Географическое распределение атмосферного давления на уровне моря

Карты изобар, построенные по средним многолетним значениям давления на уровне моря, позволяют сделать следующие обобщения:

В январе (рис. 15) вдоль экватора располагается пояс пониженного давления. Самые низкие давления располагаются примерно на 15^0 ю.ш., где в это время лето, причем локализированы над нагретыми материками – Южной Америкой, Южной Африкой, Австралией.

По обе стороны от зоны низкого давления, на широтах 30–35^0 обоих полушарий, образуются зоны повышенного давления – тоже в виде отдельных областей. Это так называемые *субтропические барические максимумы* – антициклоны. Их два в Северном полушарии и три в Южном.

К северу от субтропиков давление над океанами убывает, образуя два минимума (в районе Исландии и Алеутских островов). Над сушей давление вглубь континентов сильно возрастает, образуя два барических максимума – обширный азиатский антициклон над Азией, с центром над монгольским плато, и канадский антициклон в Северной Америке. В Африке по направлению к северу давление несколько увеличивается.

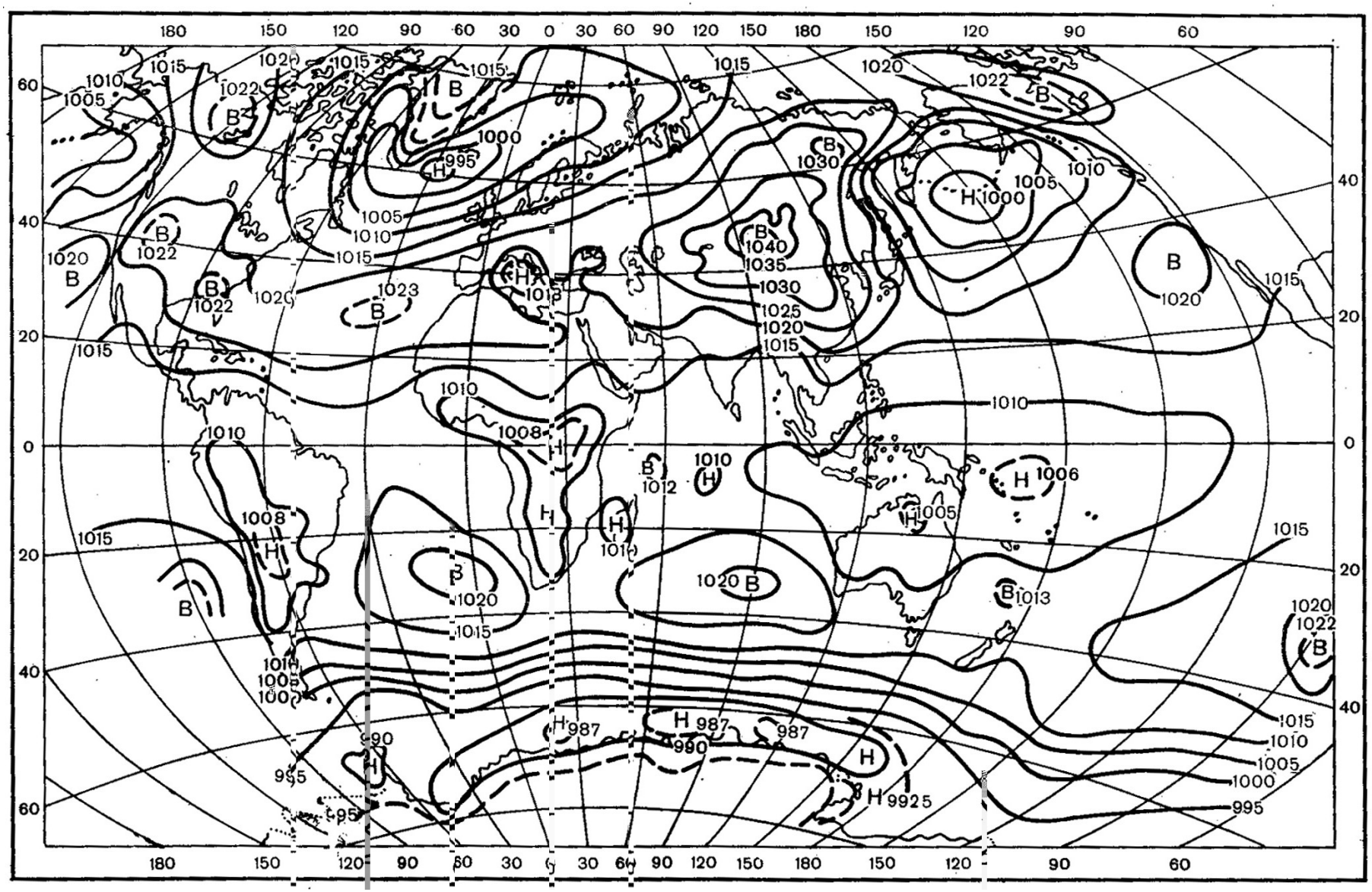


Рис. 15. Изобары на уровне моря в январе

Летом (рис.16) картина частично сохраняется, перемещаясь на север, однако над материками (Сев. Америка и Азия) давление падает. Таким образом, среднее распределение атмосферного давления на уровне моря в целом имеет зональный характер. Выделяются зоны пониженного давления – экваториальная, умеренных и субполярных широт и зоны повышенного давления – субтропические и полярные. Однако полная зональность распределения давления нарушается за счет того, что над материками давление зимой повышается, а летом – понижается.

Барические группы, наблюдаемые на земном шаре, можно разделить на две группы:

1. Постоянные барические области, существующие в течение всего года: экваториальный пояс пониженного давления, субтропические барические максимумы, исландский и алеутский минимумы, субполярный пояс пониженного давления в южном полушарии, а также антарктический и арктический максимумы.

2. Сезонные барические области, в которых зимние максимумы сменяются летними минимумами: сибирский и канадский максимумы, азиатский летний минимум.

Возникновение барических минимумов и максимумов вызвано термическими и динамическими причинами. Над охлажденными районами условия в нижних слоях атмосферы благоприятны для повышения давления, а над нагретыми – для его понижения. Поэтому над экватором образуется пояс пониженного давления, а над полюсами, где низкие температуры, – области относительно высокого давления. В холодное время года над материками, которые выхолаживается сильнее, чем океаны, развиваются барические максимумы. Это объясняется большей теплоемкостью океанов по сравнению с сушей. В теплое время года материки прогреваются сильнее, чем океаны и над ними образуются области пониженного давления.

Образование субтропических барических максимумов объясняется постоянным вторжением антициклонов в субтропические широты.

Колебания давления носят в основном непериодический характер и могут происходить быстро или медленно под влиянием изменений температуры, влажности, атмосферной циркуляции.

Однако на фоне непериодических колебаний можно выявить и периодические – суточные и годовые.

В суточном ходе давления обнаруживается два максимума и два минимума. Максимумы отмечаются около 10 и 22 часов по местному времени, минимумы – около 4 и 16 часов. В умеренных широтах амплитуда хода очень невелика, лишь 0,3–0,6 гПа, в тропиках – 3–4 гПа.

Дневной минимум обусловливается нагреванием воздуха, а утренний максимум – его охлаждением, второй максимум и минимум объясняются упругими колебаниями атмосферы, возникающими вследствие ее

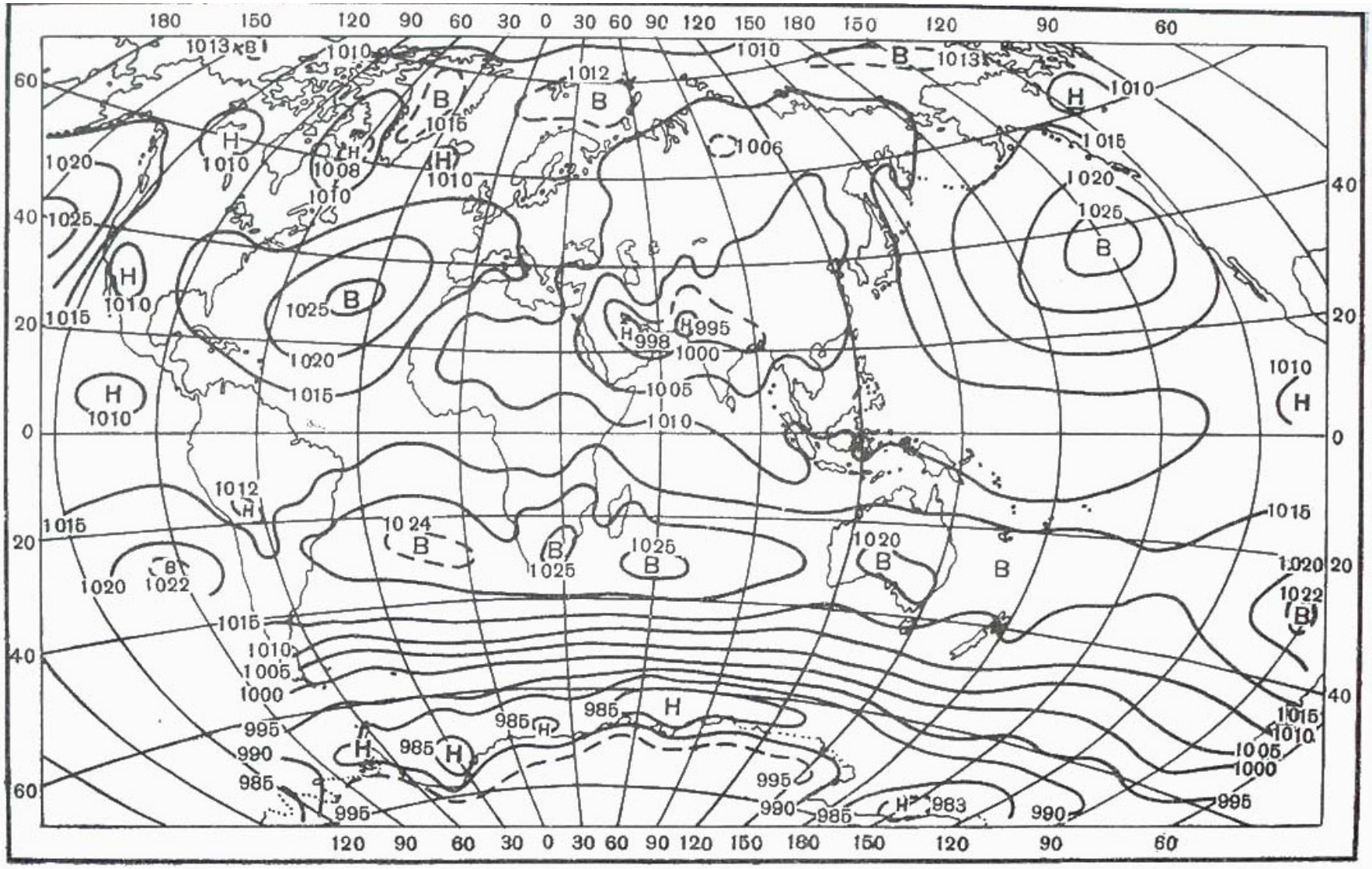


Рис. 16. Изобары на уровне моря в июле

непериодического нагревания и усиливающимися вследствие резонанса.

Годовой ход давления. Можно выделить три основных типа:

1. Континентальный тип с максимумом зимой и минимумом летом. Резче всего этот тип выражен в средних широтах, особенно в Азии, где перепад давления составляет 25–30 гПа.

2. Океанический тип с максимумом летом и минимумом зимой, Δp достигает 20 гПа. Над океанами средних широт иногда наблюдается двойной годовой ход давления, максимум – летом и зимой, минимум – весной и осенью (Δp = 5–6 гПа). Над тропическими океанами годовой ход давления выражен слабо.

3. Полярный и субполярный типы с максимумом в апреле или мае и минимумом в январе или феврале Δp = 5–12 гПа. Такой ход объясняется тем, что температура воздуха в апреле-мае над материками и океанами выравнивается, тогда как надо льдами Северного Ледовитого океана она остается сравнительно низкой и здесь преобладает высокое давление.

3.3. Перемещение воздушных масс

Ветер, т.е. движение воздуха относительно земной поверхности возникает вследствие неодинаковости атмосферного давления в разных точках атмосферы. Как правило, имеется в виду горизонтальная составляющая движения, хотя иногда рассматривается и вертикальная составляющая. Ветер характеризуется скоростью и направлением. Скорость ветра – это путь, проходимый индивидуальным объемом воздуха за единицу времени относительно земной поверхности, и выражается в метрах в секунду. Скорость ветра оценивается и в баллах по так называемой шкале Бофорта. По этой шкале весь интервал возможных скоростей ветра делится на 12 градаций. Каждая единица шкалы связывает скорость ветра с различными его эффектами, такими как степень волнения моря, качание ветвей деревьев, распространение дыма из труб и т.д.

На метеорологических станциях обычно измеряют сглаженную скорость ветра, т.е. некоторую среднюю величину скорости за некоторый обычно небольшой промежуток времени, в течение которого производятся измерения. Мгновенная скорость, т.е. скорость ветра в данный момент, отмечает порывы и внезапные ослабления ветра.

Распределение воздушных течений над земной поверхностью, т.е. поле воздушных течений, можно характеризовать либо стрелками (векторами), либо линиями тока. Стрелки указывают направление и скорость. Линией тока (рис. 17) называется такая линия, во всех точках которой касательная совпадает с направлением ветра в данный момент. Линия тока наглядно показывает изменение направления движения воздуха от точки к точке. Линию тока не следует путать с траекторией движения воздуха, представляющей собой линию, описываемую частицей воздуха при ее движении относительно выбранной системы координат.

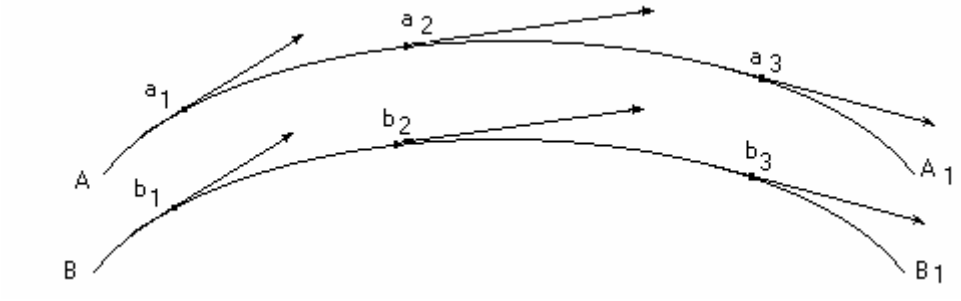


Рис. 17. Линии тока

Структура ветра. Скорость и направление ветра характеризует общее движение воздушного потока как единого целого. Но в движущемся воздухе вследствие трения о земную поверхность, а также неравномерного ее нагревания всегда имеет место турбулентность. Поэтому в каждой точке пространства происходят быстрые изменения как скорости, так и направления ветра. Движение воздуха в каждой точке складывается как бы из отдельных толчков и порывов, внезапных усилений и ослаблений ветра, непрерывно следующих друг за другом. Такой характер движения воздуха называют *порывистостью* ветра. Обычно под скоростью ветра подразумевается сглаженная, т.е. средняя за небольшой промежуток времени. Истинная же скорость отдельных объемов воздуха, быстро меняющаяся во времени, называется мгновенной.

Средние скорости ветра у земной поверхности близки к 5 – 10 м/с и редко превышают 15 м/с. В сильных атмосферных вихрях и штормах умеренных широт скорости могут превышать 30 м/с, а в отдельных порывах достигать 60 м/с. В тропических ураганах скорость ветра достигает 65 м/с, а отдельные порывы превышают 100 м/с. Вертикальные скорости обычно в 100 – 1 000 раз меньше, чем горизонтальные.

Измерения скорости ветра на метеостанциях проводятся с помощью анемометра или флюгера. Эти приборы устанавливаются на высоте 10 – 12 м над земной поверхностью.

3.4. Влияние препятствий на ветер

Неровности земной поверхности и строения создают в воздушном потоке различные возмущения. При этом изменяется направление и скорость ветра, его структура: вблизи препятствия возникают завихрения, усиливается турбулентность, воздушный поток вынужден перетекать их сверху или обтекать с боков. С наветренной стороны препятствия (холма) возникает вихрь, отталкивающий движение воздуха в сторону от препятствия (вверх, рис.18). Еще до встречи с таким препятствием воздух уже начинает подниматься и затем перетекает над препятствием. Линии тока над препятствием сгущаются, вследствие чего скорость над препятствием увеличивается. Опускаются линии на более или менее значительном расстоянии за препятствием. Хорошо прослеживается структура ветра по форме

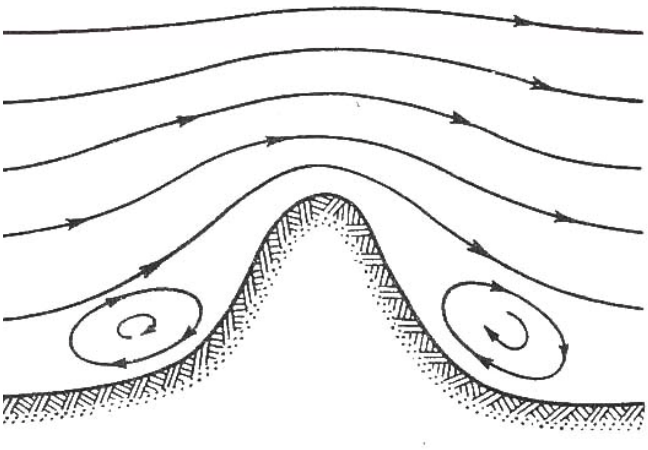


Рис. 18. Обтекание препятствия воздушным потоком

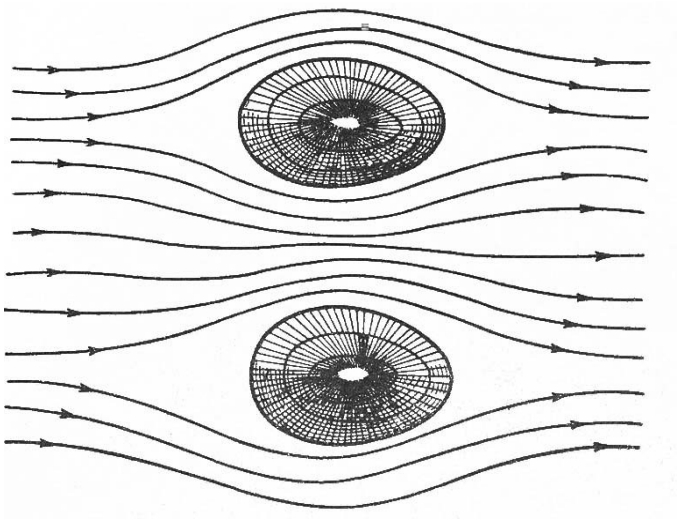


Рис. 19. Обтекание воздушным потоком двух возвышенностей (вид сверху)

сугроба вблизи препятствия, когда около самого препятствия образуются глубокие выемки и лишь на некотором расстоянии за препятствием наметаются высокие сугробы. Если воздушный поток протекает через узкий проход между двумя холмами (рис. 19) или невысокий горный перевал, то сечение уменьшается, возникают ветры с большой скоростью при сравнительно слабых ветрах на соседних участках.

Вдоль долин ветер продвигается довольно свободно, без формирования вихрей. Если же направление ветра перпендикулярно оси долины, то движение воздуха в ней ослаблено. На дне долины воздух находится в сравнительно спокойном состоянии. Верхний поток подсасывает воздух и заставляет его постепенно вытекать из долины вверх, в область верхнего потока. При этом в долине возникает вихрь с горизонтальной осью.

Лес замедляет скорость ветра у земной поверхности. На расстоянии 50 м перед лесом скорость ветра снижается, начинает уменьшаться и становится равной нулю внутри леса, если он густой. Позади леса на расстоянии от 100 до 500 м также отмечается ослабление ветра. Над лесом скорость ветра и его порывистость увеличиваются. Это заметно до высоты 200–300 м. Благодаря ослабляющему действию леса на воздушные потоки большое значение в борьбе со сдуванием почвы, с пыльными бурями и снежными заносами приобретают ветрозащитные лесные полосы. Защитное влияние сплошной лесной полосы распространяется на расстояние, равное 20–30-кратной высоте деревьев, а не сплошной (ажурной) – на расстояние, равное 40–50-кратной высоте деревьев.

За *направление ветра* принимается азимут точки, откуда дует ветер, отсчитываемый от точки севера через восток. В этом случае различают восемь основных румбов горизонта (рис. 20): север, северо-восток, восток, юго-восток, юг, юго-запад, запад, северо-запад. Указать направление

можно также, определив угол, образуемый направлением ветра с меридианом. При этом северному ветру соответствует 0°.

Для того чтобы охарактеризовать климатический режим ветра, можно для каждого пункта построить диаграмму распределения повторяемости направлений по основным румбам – так называемую розу ветров.

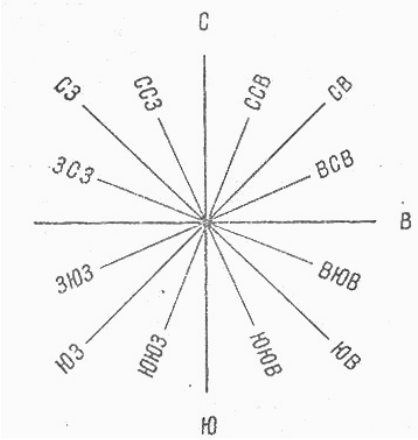


Рис. 20. Расположение румбов и их сокращенные обозначения

Иногда движения в атмосфере создают условия для застаивания воздуха над большими районами Земли – до 2–3 млн. км^2. В результате воздух тропосферы расчленяется на отдельные воздушные массы, которые более или менее длительно сохраняют свою индивидуальность, перемещаясь из одних районов Земли в другие. В горизонтальном направлении такие однородные воздушные массы измеряются тысячами километров.

Свойства воздушных масс (температура, влажность, содержание пыли) несут в себе отпечаток своего очага формирования, т.е. той области Земли, где они сформировались как целое под воздействием однородной земной поверхности. В дальнейшем, перемещаясь в другие области Земли, воздушные массы переносят в эти области и свои свойства, т.е. свой режим погоды. Преобладание в данном районе воздушных масс определенного типа создает характерный климатический режим этого района.

Выделяют четыре основных типа воздушных масс с различным зональным положением очагов: массы арктического и антарктического, умеренного (полярного), тропического и экваториального воздуха. Для каждого из типов характерны свой интервал температур у земной поверхности и на высотах, свои значения влажности, прозрачности, дальности видимости и др.

Воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую, называют холодными массами. Холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она поступает. В пути она прогревается, притом, преимущественно снизу, от земной поверхности. Поэтому в ней возникают вертикальные градиенты температуры, и развивается конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков и выпадением ливневых осадков.

Воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность, называют теплыми массами. Они приносят потепление, но сами охлаждаются внизу, поэтому в их слоях создаются малые вертикальные градиенты температуры. Конвекция в них не развивается, преобладают слоистые облака и туманы.

Различают еще местные воздушные массы, длительно находящиеся в одном районе. Свойства местных масс определяются нагреванием или охлаждением снизу в зависимости от сезонов.

Смежные воздушные массы разделены между собой сравнительно узкими переходными зонами, сильно наклоненными к земной поверхности. Эти зоны носят название фронтов. Длина таких зон – тысячи километров, ширина – десятки километров.

С фронтами связаны особые явления природы. Восходящие движения воздуха в зонах фронтов приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях. Огромные атмосферные волны, возникающие в воздушных массах по обе стороны от фронта, приводят к образованию атмосферных возмущений вихревого характера – циклонов и антициклонов, определяющих режим ветра и другие особенности погоды. Фронты постоянно возникают и исчезают (размываются) вследствие определенных особенностей атмосферной циркуляции. Вместе с ними формируются, меняют свойства и, наконец, теряют свою индивидуальность воздушные массы.

3.5. Ускорение воздуха

Как уже указывалось, ветер возникает из-за неравномерного распределения атмосферного давления, т.е. благодаря существованию горизонтальных разностей давления. Мерой неравномерности распределения давления является горизонтальный барический градиент. Воздух стремится двигаться от высокого давления к низкому по наиболее короткому пути, т.е. по нормали к изобаре, а это и есть направление барического градиента. При этом воздух получает ускорение тем больше, чем больше барический градиент. Следовательно, горизонтальный барический градиент есть сила, сообщающая воздуху ускорение, т.е. вызывающая ветер и меняющая его скорость. По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону убывания давления. В атмосфере сила барического градиента является единственной силой, которая приводит воздух в движение и увеличивает его скорость. Все другие силы, проявляющиеся при движении воздуха, могут лишь тормозить движение или отклонять его от направления градиента.

Расчет показывает, что величины ускорения не очень велики. Например, при температуре воздуха 0 °С и давлении 1 000 гПа для барического градиента 1 гПа на 100 км величина ускорения составит 0,001 м/с^2. Остальные силы, действующие на воздух в горизонтальном направлении, имеют тот же порядок.

Если бы на воздух действовала только сила барического градиента, то движение воздуха под действием этой силы было бы равномерно ускоренным. И хотя ускорение, сообщаемое силой градиента, невелико, при длительном действии этой силы воздух получил бы большие и притом неограниченно растущие скорости. В действительности в атмосфере этого не наблюдается. Воздух движется, как правило, со скоростью несколько метров и иногда несколько десятков метров в секунду, причем обычно скорость ветра медленно меняется во времени. Это значит, что кроме си-

лы барического градиента на движущийся воздух действуют и другие силы, более или менее уравновешивающие силу градиента.

3.6. Отклоняющая сила вращения Земли

Движение воздуха в объеме атмосферы подчиняется силам, действующим на какой-либо выделенный элементарный объем. Эти силы рассматриваются в аэродинамике и участвуют в довольно сложном взаимодействии

Для начала рассмотрим действие отклоняющей силы вращения Земли (рис. 21). Еще в 1838 г. Кориолис доказал, что при всяком движении относительно вращающейся системы координат тело испытывает так называемое поворотное ускорение. Испытывает его и воздух, движущийся относительно Земли, т.е. ветер. Воздух, принимая участие во вращательном движении Земли, стремится сохранить направление движения, приданное ему движущейся силой. Система же координат (параллели и меридианы), к которой мы относим это движение, в процессе суточного вращения Земли поворачивается под движущимся воздухом. Поэтому движение оказывается отклоненным от первоначального направления (например, по отношению к меридиану), но остается неизменным по отношению к направлению на удаленную звезду. Поворотное ускорение вызвано инерционной силой, т.е. “кажущейся” силой, в действительности к воздуху не приложенной, а связанной лишь с “подворачиванием” под него Земли.

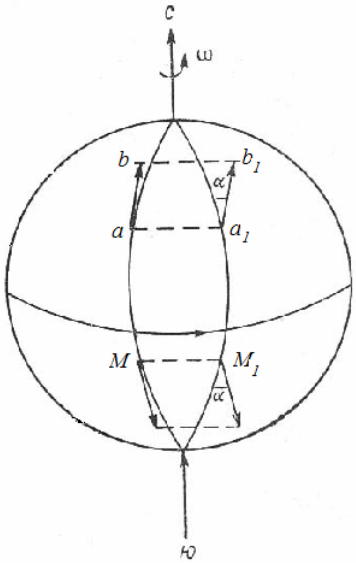


Рис. 21. Отклоняющая сила вращения Земли (Кориолиса)

И если на рисунке под действием градиента давлений в точке ***a*** воздух движется по меридиану (перпендикулярно Δp), то через время $\Delta\tau$ он, будучи в точке $\boldsymbol{a_1}$ будет сохранять это движение, т.е. параллельно вектору ***ab***; при этом поток отклоняется от меридиана на угол α, а следовательно, и от градиента давления, относительно которого в неподвижной системе координат он должен двигаться перпендикулярно.

Если ветер движется под углом к меридиану, такое движение можно разложить на две составляющие: одна параллельна меридиану, другая параллельна параллели. В этом случае влияние кориолисова ускорения следует рассматривать относительно меридиональной составляющей. На экваторе отклоняющая сила обращается в нуль, а на полюсах она максимальна.

Сказанное относилось к горизонтальной составляющей ветра (его вектора). Не трудно представить, что и вертикальная составляющая подвергается воздействию вращения. Понятно, что на полюсах вертикальная отклоняющая составляющая равна нулю, а на экваторе, напротив, имеет

максимальное значение. Величина этой отклоняющей силы довольно ощутима. Ее значение вполне соизмеримо с градиентной силой, т.е. той, которая возникает из-за разности давлений и, собственно, является причиной ветра. В зависимости от направления ветра она может увеличить градиентную силу, а может уравновесить, тогда скорость ветра станет равна нулю.

Горизонтальная составляющая поворотного ускорения на вращающейся Земле имеет вид

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

где ω – угловая скорость вращения Земли;

φ – географическая широта;

v – скорость ветра. Эта составляющая направлена под прямым углом к скорости вправо в Северном полушарии и влево – в Южном.

Таким образом, горизонтальная составляющая отклоняющей силы вращения Земли зависит от широты φ. Она имеет максимальную величину $2\omega v$ на полюсе ($\varphi = \pi/2$) и обращается в ноль на экваторе ($\varphi = 0$). Видно, что эта составляющая также зависит от силы скорости ветра и при определенных условиях отклоняющая сила вращения Земли может уравновесить силу барического градиента.

3.7. Геострофический ветер

Рассмотрим частицу воздуха, имеющую единицу массы. Пусть частица находится в простейшем барическом поле, которое описывается системой параллельных и равноотстоящих изобар. Будем считать, что трение отсутствует и частица находится в Северном полушарии. Под действием силы градиента давления частица начнет двигаться от высокого давления к низкому вдоль нормали к изобаре. Но как только частица начинает двигаться, на нее немедленно начинает действовать сила Кориолиса, которая будет отклонять частицу вправо от направления движения под прямым углом. Будем считать, что барическое поле не меняет свою форму, поэтому на частицу продолжает действовать градиент давления, а сила Кориолиса все время будет поворачивать частицу вправо. Равнодействующая сил градиента давления и Кориолиса будет увеличивать скорость частицы. По мере возрастания скорости частицы сила Кориолиса, пропорциональная скорости, также будет возрастать, а значит, будет возрастать и ее отклоняющее действие. В конце концов, частица придет в такое положение, когда градиент давления будет в точности уравновешен силой Кориолиса (рис. 22). Это произойдет, когда сила Кориолиса будет направлена вдоль силы барического градиента в противоположную сторону и равна ему по величине. В этом случае рассматриваемая единица массы воздуха будет совершать прямолинейное равномерное движение. Такое движение называется *геострофическим*, а ветер – *геострофическим ветром*. Отклоняющая сила вращения Земли в Северном полушарии направлена вправо под прямым углом к направлению скорости движения частицы воздуха; следовательно,

сила градиента давления должна быть направлена под прямым углом влево от направления скорости движения и равна по величине отклоняющей силе. Сила градиента давления направлена по нормали к изобаре, следовательно, под прямым углом к силе градиента давления лежит изобара. Это значит, что скорость геострофического ветра направлена вдоль изобары, т.е. геострофический ветер дует вдоль изобар, оставляя низкое давление слева.

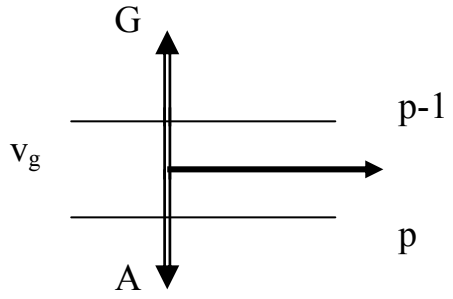


Рис. 22. Геострофический ветер

В Южном полушарии все рассуждения носят противоположный характер. Не приводя вывода скорости геострофического ветра, укажем выражение в готовом виде

$$v_g = -\frac{1}{2\omega\rho \sin\varphi} \cdot \frac{\partial p}{\partial n},$$

где ω – угловая скорость вращения Земли;

ρ – плотность воздуха;

φ – географическая широта;

$\frac{\partial p}{\partial n}$ – барический градиент.

При барическом градиенте 1 гПа/100 км под широтой 55° скорость геострофического ветра равна 6,6 м/с.

Необходимым условием существования геострофического ветра было отсутствие силы трения. Но у земной поверхности сила трения существует и достаточно велика. Поэтому ветер у земной поверхности всегда отличается от геострофического. И только выше 1 000 м, где влияние силы трения становится незначительным, действительный ветер уже близок к геострофическому, т.е. дует по изобарам со скоростью, близкой к теоретической.

3.8. Градиентный ветер

При криволинейном движении воздуха и отсутствии силы трения кроме силы барического градиента и отклоняющей силы вращения Земли появляется еще центробежная сила, выражающаяся как $C = v^2/r$, где v – скорость ветра, а r – радиус кривизны траектории движущегося воздуха. Направлена центробежная сила по радиусу кривизны траектории наружу, в сторону выпуклости траектории. Если принять движение равномерным, то в этом случае должны уравновешиваться уже три силы, действующие на

воздух: барического градиента, отклоняющая и центробежная.

Допустим, что траектории движения частиц воздуха являются окружностями. Тогда скорость в любой точке траектории будет направлена по касательной к окружности в этой точке. Отклоняющая сила направлена под прямым углом к скорости, следовательно, по радиусу окружности вправо (в Северном полушарии). Центробежная сила также направлена по радиусу кривизны круговой траектории, т.е. по радиусу окружности всегда в сторону выпуклости. Сила барического градиента должна уравновешивать геометрическую сумму этих двух сил и, следовательно, лежать на одной прямой с ними, т.е. на радиусе окружности. Значит, барический градиент направлен под прямым углом к скорости, т.е. под прямым углом к касательной к окружности. Но под прямым углом к градиенту проходит изобара (в данном случае касательная к изобаре), следовательно, ветер направлен по изобаре. Такой теоретический случай равномерного движения воздуха по круговым траекториям без влияния трения называют *градиентным***,** а ветер – *градиентным ветром*.

Из изложенного видно, что траектории в случае градиентного ветра совпадают с изобарами. Градиентный ветер так же, как и геострофический, направлен по изобарам, но не прямолинейным, а круговым.

В случае, если мы будем рассматривать движение воздуха в нижних слоях, где действует сила трения между воздухом и земной поверхностью, направление ветра будет отклоняться от параллельного изобарам в сторону меньшего давления. Без рассмотрения математических выкладок отметим, что отклонение будет увеличиваться с уменьшением широты, так что на экваторе движение воздуха будет совпадать с направлением градиента давления.

3.9. Градиентный ветер в циклоне и антициклоне

Для градиентного ветра возможны два случая:

Первый случай. В барической системе с концентрическими круговыми изобарами градиенты направлены по радиусам от периферии к центру (рис. 23, *а*), а это значит, что в центре системы давление самое низкое, а к периферии оно растет. Такая барическая система с низким давлением в центре представляет собой простейший вид циклона. Центробежная сила в циклоне направлена по радиусу, всегда наружу, в сторону выпуклости траектории (изобары), т.е. в данном случае против силы градиента.

Как правило, в атмосфере центробежная сила меньше силы барического градиента. Поэтому для равновесия действующих сил нужно, чтобы отклоняющая сила вращения Земли была направлена так же, как центробежная сила, и чтобы они вместе уравновешивали силу барического градиента. Значит, и отклоняющая сила должна быть направлена вдоль радиуса наружу от центра циклона. Скорость же ветра должна быть направлена перпендикулярно отклоняющей силе так, чтобы отклоняющая сила была направлена под прямым углом вправо от скорости (в Северном по-

лушарии). Это будет в том случае, если ветер в циклоне дует по круговым изобарам против часовой стрелки, отклоняясь от барического градиента вправо.

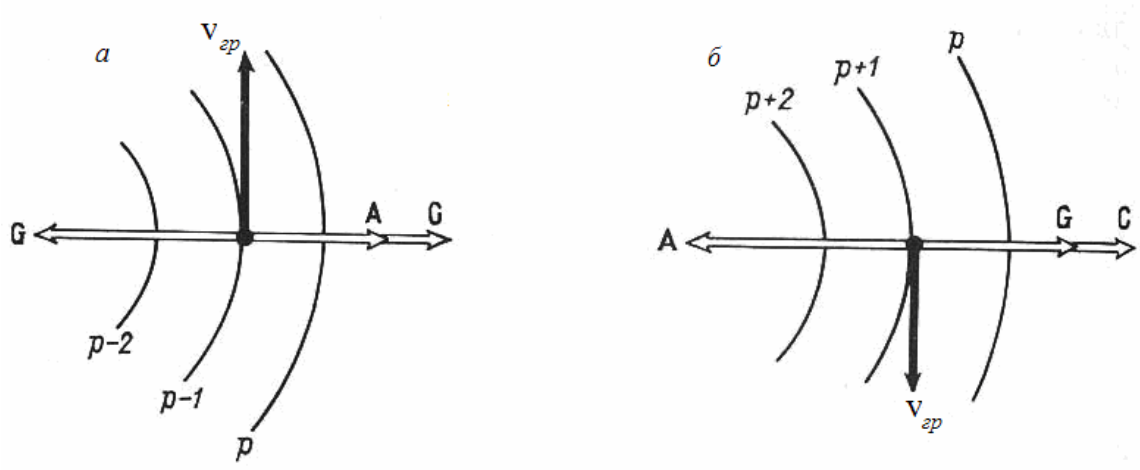


Рис. 23. Градиентный ветер: *а* - в циклоне; *б* – в антициклоне;
G – сила барического градиента; A – отклоняющая сила вращения Земли;
C – центробежная сила; $v_{гр}$ – скорость градиентного ветра

Скорость градиентного ветра можно описать выражением

$$v_{гр} - \omega r \sin\varphi + \sqrt{(\omega r \sin\varphi)^2 + \frac{r}{p}\frac{\partial p}{\partial n}},$$

где r – радиус кривизны траектории движущегося воздуха.

Второй случай. В центре барической системы с круговыми изобарами давление самое высокое, к периферии оно убывает. Следовательно, барические градиенты направлены от центра к периферии (рис. 23, *б*). Это простейший случай антициклона. Центробежная сила в антициклоне направлена по радиусу наружу, в сторону выпуклости изобар, т.е. одинаково с силой барического градиента. Отсюда следует, что отклоняющая сила вращения Земли должна быть направлена по радиусу внутрь антициклона, чтобы уравновешивать две одинаково направленные силы – градиента и центробежную. Если сила Кориолиса направлена к центру, то скорость ветра должна лежать к ней под прямым углом так, чтобы отклоняться от силы Кориолиса влево (в Северном полушарии). Это значит, что ветер в антициклоне дует по круговым изобарам по часовой стрелке. Соответственно, из условия равновесия действующих сил скорость градиентного ветра в антициклоне описывается выражением

$$v_{гр} = \omega r \sin\varphi - \sqrt{(\omega r \sin\varphi)^2 + \frac{r}{p}\frac{\partial p}{\partial n}}.$$

В центре как циклона, так и антициклона скорость ветра должна быть равна нулю.

Мы рассмотрели только несколько сил и их вклад в движение воздуха. Кроме того, на движение воздуха оказывают влияние и другие факторы. Мы не будем детально останавливаться на них, а только перечислим:

силы внешнего трения (с земной поверхностью), внутреннего трения (турбулентность), изменение температуры, а следовательно, и плотности с высотой. Именно рассмотрение всех указанных сил позволяет объяснить, почему в Северном полушарии в циклоне общее направление ветра имеет круговое направление против часовой стрелки, а в антициклоне – по часовой стрелке. Выведенное уравнение показывает, что скорость ветра в антициклоне больше, чем в циклоне (вследствие вращения Земли).

Таким образом, направление движения ветра определяется не только градиентом давлений, а всей совокупностью упомянутых сил.

В дополнение следует еще раз отметить значительную роль отклоняющей силы вращения Земли. Она всегда действует перпендикулярно к направлению движения и отклоняет движущиеся тела вправо в Северном полушарии и влево в Южном полушарии. Таким образом, ветер дует не перпендикулярно градиенту давления, а с отклонением в правую сторону. Чем больше скорость, тем заметнее действие отклоняющей силы. Можно вывести следующее правило: если встать спиной к ветру, то область низкого давления будет всегда слева и немного впереди, а область высокого – справа и несколько позади. Под действием отклоняющей силы вращения Земли вокруг центра низкого давления (циклон) ветры в Северном полушарии дуют в направлении против часовой стрелки, а вокруг центра высокого давления (антициклон) – по часовой стрелке. Соответственно, в Южном полушарии в циклоне ветры дуют по часовой стрелке, а в антициклоне – против часовой стрелки.

3.10. Фронты в атмосфере

В атмосфере постоянно создаются условия, когда две воздушные массы с разными свойствами располагаются одна рядом с другой. В этом случае эти две воздушные массы разделены узкой переходной зоной, которая называется *фронтом*. Длина таких зон – тысячи километров, ширина – лишь десятки километров. Эти зоны относительно земной поверхности наклонены с высотой и прослеживаются по высоте на несколько километров, иногда до самой стратосферы. В зоне фронта, при переходе от одной массы к другой, температура, ветер и влажность воздуха резко меняются.

Фронты, разделяющие основные географические типы воздушных масс, называют главными фронтами. Ширина фронта в горизонтальном направлении и толщина его по вертикали невелики по сравнению с размерами разделяемых ими воздушных масс. Поэтому можно представить фронт как поверхность раздела между воздушными массами. В пересечении с земной поверхностью фронтальная поверхность также образует линию фронта, которую также кратко называют фронтом. Если мы идеализируем фронтальную зону как поверхность раздела, то для метеорологических величин она является поверхностью разрыва, потому что резкое изменение метеорологических величин на поверхности раздела носит характер скачка.

Фронтальные поверхности проходят в атмосфере наклонно (рис. 24). Если бы воздушные массы были неподвижными, то теплый воздух располагался бы над холодным и поверхность раздела между ними была бы горизонтальной. Поскольку воздушные массы движутся, поверхность фронта может существовать и сохраняться при условии, что она наклонна к уровню горизонта. Теория показывает, что угол наклона зависит от скоростей, ускорений и температур воздушных масс, а также от географической широты и от ускорения свободного падения.

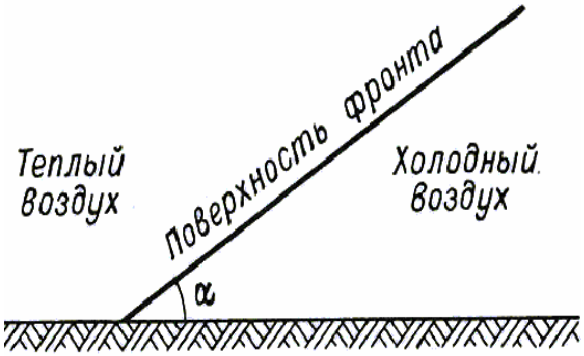


Рис. 24. Поверхность фронта в вертикальном разрезе

Углы наклона фронтальных поверхностей к земной поверхности очень малы, порядка угловых минут (тангенс наклона угла имеет порядок от 0,01 до 0,001). Таким образом, фронты проходят в атмосфере очень полого, следовательно, в процессе движения воздушных масс и разделяющей их фронтальной поверхности воздушные массы располагаются не только одна рядом с другой, но и одна над другой. При этом более плотный холодный воздух лежит под теплым воздухом в виде узкого клина, постепенно увеличивающего свою толщину по мере удаления от линии фронта. На чертежах угол наклона фронтальной поверхности для наглядности приходится преувеличивать.

По разные стороны от фронтальной поверхности при переходе от холодного воздуха в теплый происходит разрыв барических градиентов. Изобарические поверхности при переходе из одной воздушной массы в другую «ломаются». Каждый индивидуальный фронт в атмосфере не существует бесконечно долго. Фронты постоянно возникают, обостряются, размываются и исчезают. Условия для образования фронтов всегда существуют в тех или иных частях атмосферы, поэтому фронты не случайность, а постоянная, повседневная особенность атмосферы. Фронты возникают в таких полях движения воздуха, которые сближают между собой воздушные частицы с различной температурой (и другими свойствами). В таком поле движения горизонтальные градиенты температуры растут, и это приводит к образованию резкого фронта вместо постепенного перехода между воздушными массами. В случае удаления воздушных масс друг от друга существующие фронты могут размываться, а существующие в них большие градиенты метеорологических величин сглаживаются.

3.11. Типы фронтов

В реальной атмосфере фронты, как правило, не параллельны воздушным течениям. Ветер по обе стороны фронта имеет составляющие, нор-

мальные к фронту. Поэтому сами фронты не остаются в неизменном положении, а перемещаются.

Фронт может перемещаться либо в сторону более холодного воздуха, либо в сторону более теплого воздуха. Если линия фронта перемещается у земли в сторону более холодного воздуха, это значит, что клин холодного воздуха отступает и освобождаемое им место занимает теплый воздух. Такой фронт называют теплым (рис. 25). Прохождение его через место наблюдения приводит к смене холодной воздушной массы теплой, а следовательно, к повышению температуры и к определенным изменениям других метеорологических величин.

Визуально это может происходить следующим образом. Например, стоит прохладное и росистое утро, над головой – синее небо без единого облачка. Проходит время, и небосвод как бы выцветает, становится блекло-голубым. На горизонте появляются белые черточки, которые быстро приближаются и вскоре перечеркивают все небо расходящимися в разные стороны линиями с загнутыми концами. Это перистые облака – предвестники атмосферного фронта. Пока вокруг нас холодная воздушная масса. Наступающий теплый воздух немного легче холодного и поэтому не сразу вытесняет его, а постепенно как бы «взбирается ему на спину», при этом остывая и образуя облака. Чем дальше от фронта, тем тоньше облачная пелена.

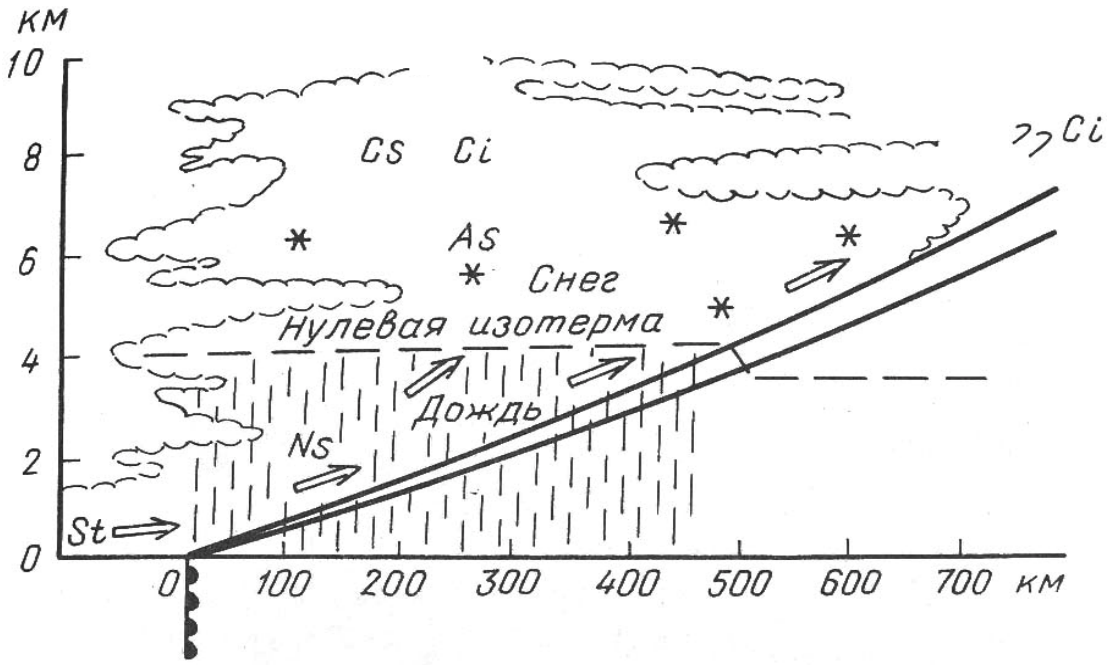


Рис. 25. Теплый фронт (вертикальный разрез):
As – высокослоистые; Ci – перистые; Cs – перисто-слоистые;
Ns – слоисто-дождевые; St – слоистые облака

Прошло несколько часов. «Перья» исчезли, однако небо еще больше побелело: над нами уже сплошная пелена почти незаметных тонких и высоких перисто-слоистых облаков. Солнце продолжает светить, но как-то странно: тени постепенно размываются и совсем исчезают. Это означает,

что облачный слой стал плотнее и спустился ниже вслед за теплым воздухом. И вот диск Солнца окончательно скрывается за плотной серой завесой облаков. Усиливается ветер. Начинает моросить мелкий дождь, который постепенно усиливается и льет затем несколько часов. Такой дождь называют обложным.

Мрачное небо закрыто мощными и плотными слоисто-дождевыми облаками, которые проносятся над землей чуть выше 1 000 м над землей. Но вот фронт прошел. Над всей территорией – теплая воздушная масса. Стало заметно теплее. На следующий день на улице густой туман или висят низкие облака. Однако дождя больше нет; облачная пелена тонкая, просвечивающая и вскоре уносится ветром.

Если линия фронта перемещается в сторону теплого воздуха, это значит, что клин холодного воздуха продвигается вперед, теплый воздух перед ним отступает, а также вытесняется вверх холодным воздухом. Такой фронт называют холодным (рис. 26). При его прохождении теплая воздушная масса сменяется холодной, температура понижается и резко изменяются другие метеорологические параметры.

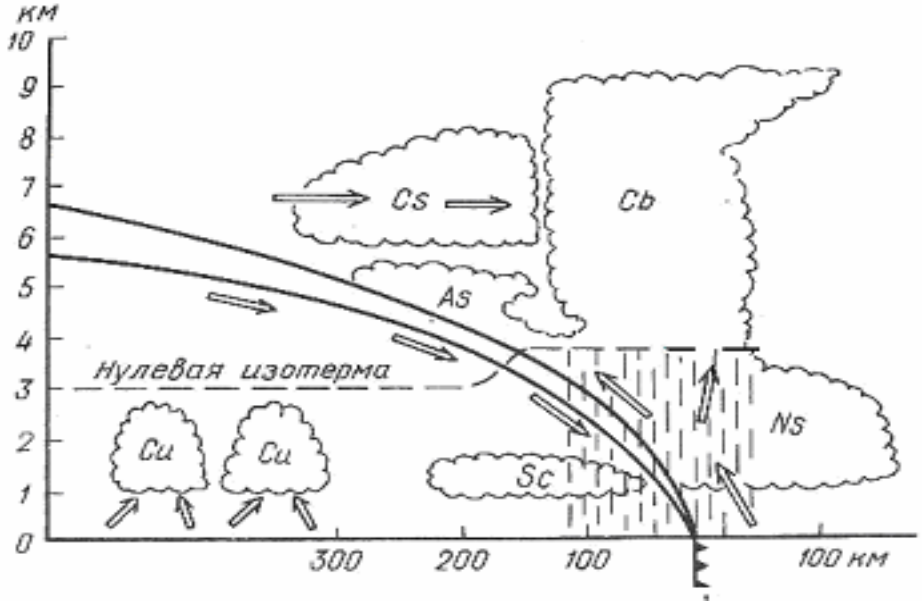


Рис. 26. Холодный фронт (вертикальный разрез):
As – высокослоистые; Cb– кучево-дождевые; Cu – кучевые;
Cs – перисто-слоистые; Ns – слоисто-дождевые,
Sc – слоисто-кучевые облака

Холодный фронт тоже сопровождают изменение погоды, осадки. Но если теплая воздушная масса надвигается постепенно, заранее оповещая о своем появлении, то холодная – это порыв, внезапность и коварство. Дело в том, что теплый и холодный фронты похожи как отображение и оригинал. Казалось бы, тот же клин холодного воздуха под теплым, однако он не отступает, а стремительно наступает. Холодный воздух движется вдоль земли и, как топор, подрубает снизу теплый воздух.

Там, где «лезвие топора» касается земли, проходит линия фронта.

Приземный слой холодного воздуха немного отстает от общего поступательного движения, поэтому «лезвие» наступающего холодного фронта довольно тупое. Отступающему теплому воздуху приходится резко подниматься вверх. Он охлаждается; влага, содержащаяся в нем, высвобождается и образует облака.

Таким образом, прохождение холодного фронта в отличие от теплого не оканчивается осадками, а начинается с них. Кроме того, и осадки его не похожи на осадки теплого фронта, и облака, из которых они выпадают, иные. По скоплению мощных кучево-дождевых облаков на горизонте можно заметить, что приближается холодная воздушная масса. Эти облака надвигаются стеной и вскоре занимают все небо. Нижний их край, кажется, касается земли, а ослепительно белые верхушки облаков поднимаются на большую высоту, иногда выше 10 км.

Становится тихо и душно. Природа замирает. Прячутся птицы и насекомые, закрываются некоторые цветы. Им хорошо известно, что затишье бывает перед бурей. Ветер начинает дуть порывами, резко меняет направление, а затем достигает огромной силы, поднимая тучи пыли, срывая листья и ломая ветви деревьев. Внезапно из мрачной тучи обрушивается стена проливного дождя, нередко с градом. Потемневшее небо перечеркивают линии молний, раздаются оглушительные раскаты грома.

Ненастье обычно длится недолго, редко более двух часов. После грозы становится холоднее – вокруг уже холодная воздушная масса. Если холодный воздух наступает мощным валом и быстро набирает высоту, то облачная полоса вдоль фронта неширокая. Небо вскоре очищается, ветер постепенно затихает, и устанавливается ясная холодная погода.

Если клин холодного воздуха достаточно узок и не слишком стремительно движется, то теплый воздух успевает взобраться по нему наверх, образовав второй облачный этаж. Тогда полоса облаков вдоль фронта будет заметно шире, а ненастье гораздо продолжительнее. После грозы начнутся обложные дожди, которые постепенно перейдут в моросящие, т.е. все произойдет так же, как при прохождении теплого фронта, только в обратном порядке. В конце концов, прольется последняя капля, поредевшие облака ветер унесет за горизонт, а с голубого неба снова засияет солнце. Циклон удаляется, а на смену ему идет область повышенного давления воздуха – антициклон.

На фронтах в воздушных массах по обе стороны фронтов возникают огромные атмосферные волны, приводящие к образованию атмосферных возмущений вихревого характера – циклонов и антициклонов. Вместе с эволюцией циклонов и антициклонов происходит и эволюция фронтов. В процессе эволюции циклонов возникают более сложные фронты, представляющие собой объединение теплой и холодной фронтальных поверхностей – это фронты окклюзии. С ними связаны наиболее сложные облачные системы.

3.12. Возникновение и эволюция циклонов

Подавляющее количество циклонов умеренных широт возникает на главных фронтах тропосферы, т.е. либо на субтропическом фронте, разделяющем тропический воздух и воздух умеренных широт, либо на арктическом фронте, разделяющем воздух умеренных широт и арктический воздух. В эволюции циклона выделяется ряд стадий (рис. 27). Для определенности будем говорить о Северном полушарии.

Начальная стадия циклона – это *стадия волны.* Процесс зарождения циклонов можно рассматривать как возникновение на поверхности главного фронта огромных волн с длинами порядка 1 000 км и более. На вращающейся Земле такие волны могут возникнуть на наклонной поверхности фронта при определенных контрастах температуры и циклоническом сдвиге ветра, если рассматривать ветер по обе стороны от поверхности раздела. Возникшее возмущение распространяется вдоль фронта в виде волны, чаще всего в общем направлении с запада на восток, увлекая с собой образовавшуюся систему циклонических ветров. В начальной стадии развития циклон выглядит как волнообразное возмущение на квазистационарном фронте, причем амплитуда возмущения мала по сравнению с длиной волны. С появлением волны теплый воздух начинает продвигаться к высоким широтам в сторону холодного воздуха в передней части волны, а холодный воздух – к низким широтам в сторону теплого воздуха в тыловой части. При этом давление у гребня волны понижается и
достигает характерных значений у поверхности Земли – 1 000 – 1 010 гПа. Как правило, возникает одна замкнутая изобара. Однако уже на небольшой высоте изобары над центром циклона размыкаются и во фронтальной зоне, в которой развивается волна, они образуют лишь небольшой волнообразный прогиб.

Облачная система фронтов в стадии волны, как это видно на фототелевизионных изображениях облаков с метеорологических спутников Земли, уплотняются у вершины волны. В передней части волны облачная система расширяется в сторону холодного воздуха, а ее границы как со стороны холодной воздушной массы, так и со стороны теплой воздушной массы волнообразно изгибаются в связи с тем, что в стадии волны воздушные течения во фронтальной зоне приобретают волнообразную форму.

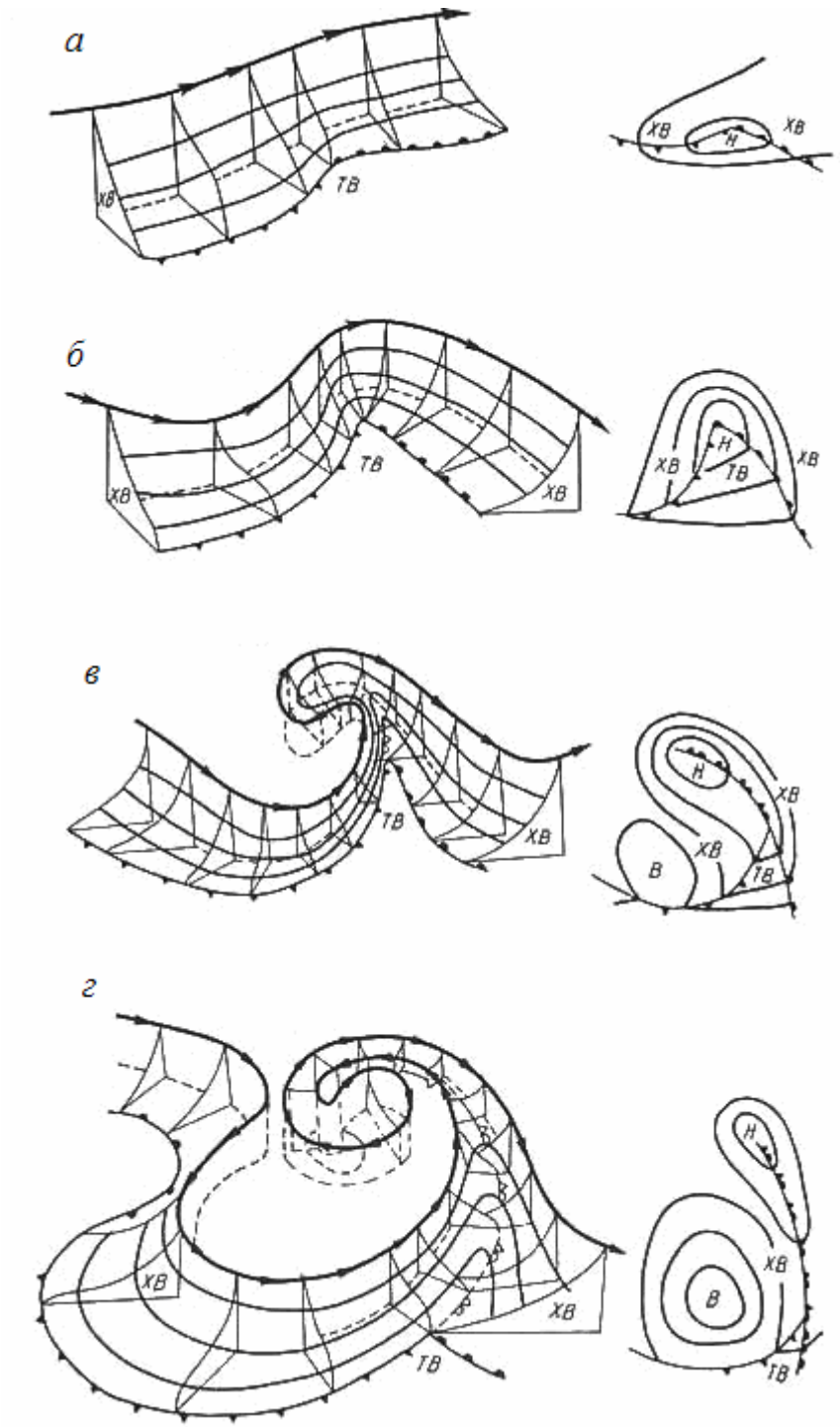


Рис. 27. Схема развития фронтального циклона: пространственное положение фронта у Земли, 850, 700, 500 гПа и струйное течение на 300 гПа (слева), положение фронтов и изобары у Земли (справа); *а* – волна; *б* – молодой циклон; *в* – окклюдированный циклон – максимальное развитие; *г* – окклюдированный циклон – заключительная стадия

Анализ развития волн на главных атмосферных фронтах показал, что если их длина 1 000 км и более, они оказываются неустойчивыми, т.е. амплитуды волн с течением времени увеличиваются. В процессе развития волны давление у Земли в ее центре продолжает понижаться и достигает типичных значений (990 – 1 000 гПа), а ветры образуют характерную ци-

клоническую циркуляцию вокруг центра и усиливаются. Наступает стадия *молодого циклона.* Теплый воздух в передней части молодого циклона продолжает продвигаться в северные широты, а фронт, на котором развивается циклон, приобретает все характерные черты теплого фронта.

В тыловой части циклона продолжается продвижение холодного воздуха в низкие широты, а фронт, в тылу которого движется холодный воздух, имеет характерные черты холодного фронта. Теплый и холодный воздух сопрягается в центре циклона. Они представляют участки единого главного фронта, на котором развивается циклон.

Теплый воздух, вовлекаемый в циклон между теплым и холодным фронтами, образует теплый сектор циклона. Самые низкие температуры наблюдаются за холодным фронтом. В свободной атмосфере в передней части циклона, где воздушные течения выносят теплый воздух, формируется гребень высокого давления, а в тыловой части циклона, где вторгается холодный воздух, образуется ложбина пониженного давления. Таким образом, появившиеся в стадии волны во фронтальной зоне в тропосфере волнообразные воздушные течения приобретают бóльшую амплитуду.

Весь циклон как единая система обычно движется на восток или северо-восток. Холодный фронт в циклоне всегда движется быстрее, чем теплый, поэтому он постепенно догоняет теплый воздух и смыкается с ним. Происходит так называемое *окклюдирование циклона* (соединение теплого и холодного фронтов циклона) и образование фронта окклюзии. В начале процесса окклюдирования в центре циклона у поверхности земли исчезает теплый сектор, а теплый воздух вытесняется вверх и вперед. Теплый сектор пока остается на периферии циклона.

К началу окклюдирования циклон обычно вступает в стадию наибольшего развития: давление в его центре падает до самых низких значений (обычно до 980–990 гПа, а иногда и до 940 гПа), он оформлен многими замкнутыми изобарами, циклоническая система ветров расширяется по площади и скорость ветра в центре циклона становится максимальной. Замкнутая циклоническая циркуляция распространяется и на более высокие слои и обычно захватывает слои атмосферы до 5 км. Облачные системы холодного и теплого фронтов сливаются, а облачная система фронта окклюзии приобретает вид огромной спирали, закручивающейся около центра циклона.

После начала окклюдирования в течение одних-двух суток давление в циклоне обычно меняется мало. Постепенно циклон замедляет свое движение и вступает в заключительную стадию своего существования: он становится холодным, высоким и малоподвижным. Центральная часть полностью заполняется холодным воздухом, фронты оттесняются на периферию, давление в центре циклона начинает расти и он постепенно заполняется. Облачные системы в начальной стадии приобретают вид несколько раз закрученной спирали, состоящей из меньших по размеру полос облаков, чем ранее, а фронтальная облачная полоса смещается на периферию циклона. В конце своего существования циклон представляет

поле пониженного давления, ограниченное у земли одной-двумя замкнутыми изобарами, охватывающими огромное пространство радиусом 1 500 – 2 000 км. Вся область циклона занята холодным воздухом, облачная система деградирует и разбивается на отдельные облачные острова, изогнутые вдоль циклонических линий тока (рис. 28). Наконец, циклон полностью исчезает. Весь жизненный цикл циклона продолжается 5–7 дней. Будучи в начале своего развития термически асимметричным образованием с теплым воздухом в своей южной части и холодным воздухом в северной, циклон кончает свою жизнь холодным телом.

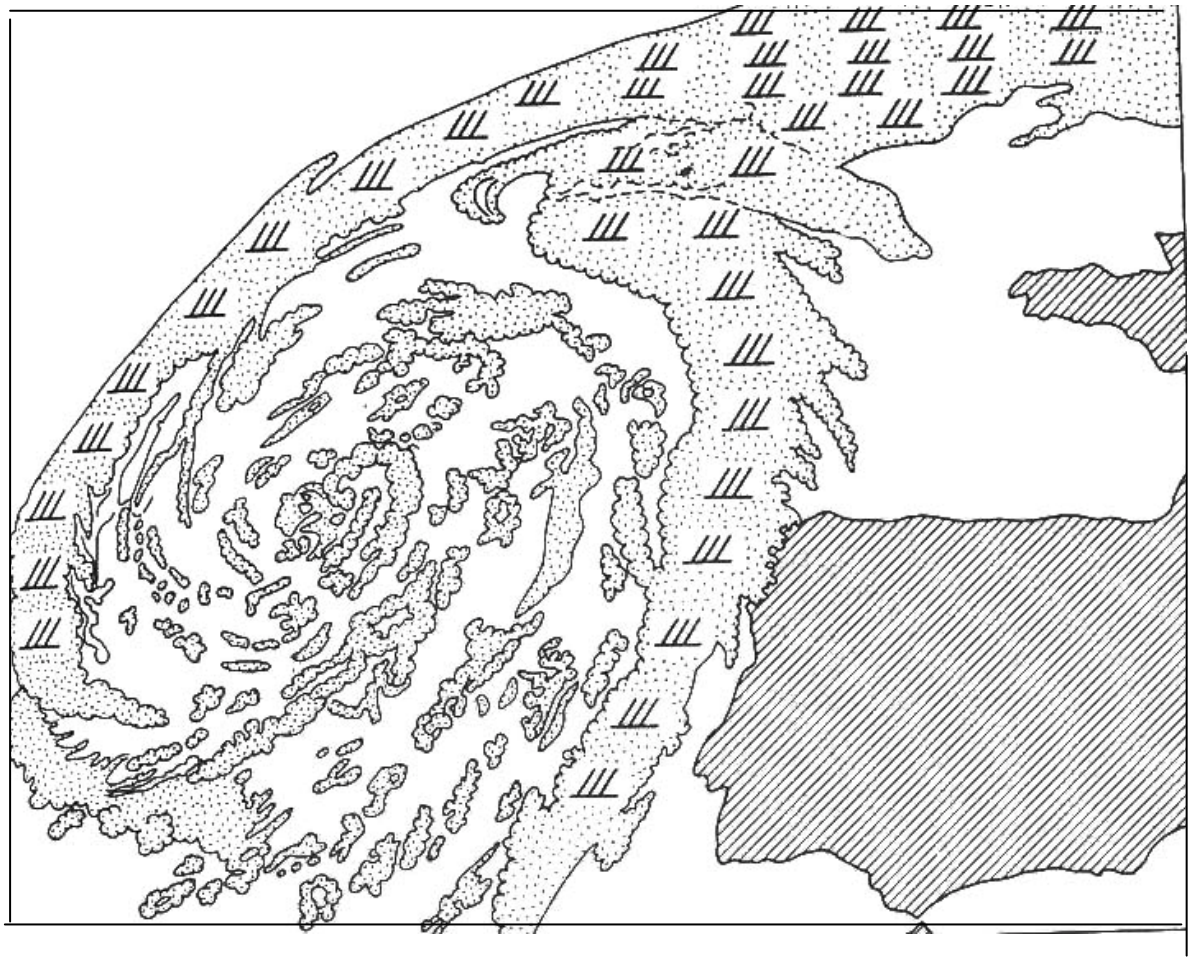


Рис. 28. Схема облачной системы окклюдированного циклона над Атлантическим океаном

При развитии циклонов скорости ветра в них возрастают, следовательно, выделяется большое количество кинетической энергии. Откуда берется эта энергия?

Отчасти это кинетическая энергия, которую воздушные течения имели еще до циклонообразования. В большей мере кинетическая энергия циклона возникает заново за счет потенциальной энергии положения воздушных масс, разделяемых фронтом, на котором происходит циклонообразование. В циклоне происходят изменения взаимного положения воздушных масс. В начале развития циклона массы теплого воздуха лежат у земной поверхности бок о бок; они разделяются наклонной поверхностью

фронта. В результате эволюции циклона теплый воздух оттесняется от земной поверхности после окклюзии и оказывается весь над холодным воздухом. При таком перераспределении воздушных масс в циклоне общий центр тяжести системы двух воздушных масс понижается и, следовательно, *потенциальная* энергия системы убывает, а за счет ее растет *кинетическая* энергия. Кроме того, одновременно с переходом потенциальной энергии положения в кинетическую энергию происходит переход и *внутренней энергии воздушных масс* в кинетическую энергию: скорость ветра растет за счет понижения температуры воздушных масс в циклоне. Можно сказать, что основным условием прироста кинетической энергии циклона является *температурный контраст воздушных масс* на фронте: именно он определяет потенциальную энергию системы двух воздушных масс в циклоне.

4. ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА

Радиационный баланс земной поверхности определяет запасы тепла в атмосфере и лежит в основе его широтного распределения. Наряду с этим течения общей циркуляции атмосферы создают межширотный обмен воздушных масс. Это можно видеть по форме изотерм на земном шаре, которые во многих местах отклоняются от широкого направления. Исключительно велика роль циркуляции атмосферы в увлажнении материков. В процессе циркуляции атмосферы совершаются: перенос водяного пара с океанов на материки и из одних широтных поясов в другие, конденсация пара в виде облаков и выпадение осадков.

Особенное значение для конденсации атмосферной влаги и орошения земной поверхности осадками имеет циклоническая деятельность, одним из условий которой является наличие достаточного температурного контраста между встречными воздушными течениями. Недостаток влаги, например, на равнинах Средней Азии объясняется не только как результат пониженной влажности воздуха. Это еще и результат ослабления температурных контрастов под действием интенсивного прогревания атмосферы на больших пространствах.

Циркуляция атмосферы усложняет схему широтных изменений климата. На одной и той же широте в силу циркуляционных различий на западных и восточных берегах материков наблюдаются совершенно несхожие климатические условия: теплая зима Южной Франции и суровая зима Приуралья, сухое лето Сицилии и дождливое лето Японии. Различие в увлажнении Сахары и экваториальной Африки – результат особенностей циркуляции атмосферы, а не широтных различий в притоке солнечной радиации.

Общее представление о циркуляции атмосферы у земной поверхности можно получить, анализируя распределение атмосферного давления и ветров в теплый и холодный период. Если эти параметры нанести на карту, будет видно, что в распределении давления и ветров наблюдается хорошо выраженная зональность.

В нижних широтах (зима) важнейшей особенностью циркуляции атмосферы, влияющей на климат, является перенос влаги с пассатами от тропиков к экватору, в результате чего в приэкваториальных широтах (0 –10°) выпадают обильные дожди (в январе, над экватором – низкое давление).

Летом, наоборот, преобладают экваториальные течения влажного, менее жаркого воздуха, направленные от экватора к тропикам. Особенно ярко проявляется сезонная смена основных воздушных течений на восточных берегах материков в субтропических и умеренных широтах: зимой здесь преобладают холодные материковые воздушные течения, летом – влажные, океанические.

В субтропических поясах преобладает высокое давление. Оно довольно устойчиво сохраняется на протяжении года. Эти области отделяют внутритропические области пассатов от областей преимущественно ци-

клонической циркуляции. Пассаты – это постоянно дующие ветры из области высокого давления тропиков к экватору. В Северном полушарии они дуют с северо-востока к экватору. В Южном полушарии с юго-востока (рис. 29).

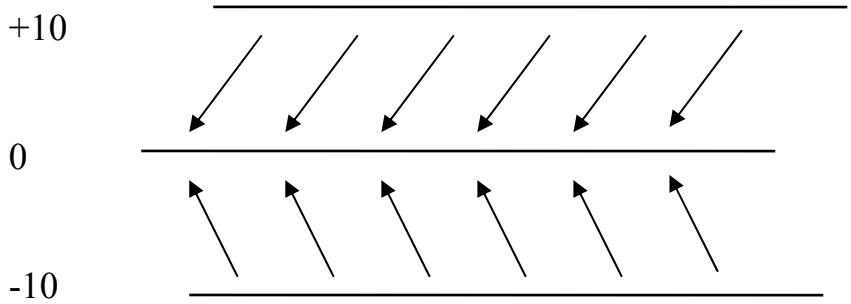


Рис. 29. Направление пассатов

Циклоны - это атмосферные образования, где воздух перемещается из периферийных областей с высоким давлением к центру, где давление ниже. В северном полушарии циклоны вращаются против часовой стрелки, при этом воздух из нижних слоев перемещается вверх (как в выкручиваемом винте). В Южном полушарии циклоны вращаются по часовой стрелке – там движение воздуха можно сравнить с винтовой поверхностью, но с левой резьбой (тоже вывинчивание, но с другим направлением).

Итак, пояса субтропиков – это крупнейшие ветроразделы. На их окраинах, обращенных к экватору, преобладают восточные ветры с меридиональной составляющей, направленной к экватору; на внешних границах – западные ветры с составляющей, направленной в умеренные широты.

В умеренных широтах наиболее важными циркуляционными факторами становятся преобладающий во всей тропосфере перенос с запада на восток воздушных масс и циклоническая деятельность, способствующая обмену теплых и холодных масс воздуха и выпадению осадков. В отличие от низких широт осадки термической конвекции здесь (умеренные широты) перестают играть главную роль в орошении континентов. Усиление циклонической деятельности в умеренном поясе приводит к общему увеличению осадков (600 мм/год) по сравнению с тропическими широтами (500 мм/год). Преобладающие западные ветры транспортируют водяной пар с океанов на материки.

Как уже говорилось, в процессе циклонической деятельности непрерывно происходит образование и перемещение циклонов и антициклонов. Причем, как мы видели, подвижные антициклоны имеют составляющую, направленную к низким широтам. В результате происходит накопление антициклонов в субтропических широтах, отражающееся на климатологических картах в форме субтропической зоны высокого давления. Зимой также происходит преимущественное развитие, накопление и усиление антициклонов над охлажденными материками, особенно над Азией. Когда же в умеренных широтах образуется блокирующий антициклон, то в низких широтах он обычно имеет основанием субтропический антициклон, и таким образом блокирование западного переноса происходит на огромном

пространстве — от субтропиков до полярных широт. Время жизни блокирующего антициклона 5—7 дней, однако известны случаи, когда такие антициклоны существовали значительно дольше.

4.1. Междуширотный обмен воздуха

Циклоны на главных фронтах (полярном или арктическом) обычно возникают сериями; вслед за первым циклоном на его холодном фронте возникает второй циклон, а на холодном фронте второго циклона в свою очередь возникает следующий. Таким образом, на главном фронте обычно развиваются три циклона, а иногда и больше. Каждый циклон серии перемещается в высокие широты, и одновременно вся серия смещается в более низкие широты, обычно на юго-восток, так что траектория каждого следующего центра проходит южнее траектории предыдущего. При этом воздушные массы и разделяющий их фронт далеко уходят от первоначального положения и больше к нему не возвращаются. В тылу каждого циклона серии холодный умеренный воздух проникает все дальше в низкие широты. А заключительный циклон дает уже мощное вторжение воздуха с умеренной температурой в субтропики. По мере продвижения умеренного воздуха в более низкие широты он прогревается от земной поверхности, а в свободной атмосфере — благодаря нисходящим движениям в антициклоне. Эти два процесса — нагревание от земной поверхности и адиабатическое нагревание в антициклоне — приводят к тому, что умеренный воздух постепенно трансформируется и, в конце концов, приобретает свойства тропического воздуха, т. е. становится тропической воздушной массой. Сам же заключительный антициклон становится высоким и теплым субтропическим антициклоном.

В то же время тропический воздух, составляющий теплые сектора циклонов циклонической серии, продвигается в высокие широты. Правда, у земной поверхности он в теплых секторах не проникает далеко к полюсу, так как каждый циклон серии окклюдируется. В процессе окклюзии циклонов теплый воздух оттесняется от земной поверхности в верхнюю тропосферу и уже там продолжает движение к высоким широтам. Особенно далеко он проникает в передней части центрального циклона. При этом теплый воздух за счет адиабатического подъема и излучения, в конце концов, трансформируется в умеренный воздух.

Таким образом, в результате развития циклонической серии при посредстве циклонов и антициклонов происходит обмен воздухом между низкими и высокими широтами Земли.

4.2. Типы атмосферной циркуляции

В зависимости от непериодически меняющихся особенностей циклонической деятельности в каждом сезоне года можно различать во внетропических широтах разные типы атмосферной циркуляции: зональный (широтный) и меридиональный типы циркуляции.

При *зональном* типе циркуляции над значительной частью полушария или даже над всем полушарием господствует хорошо выраженный западный перенос воздуха. Волны давления также перемещаются с запада на восток, и амплитуды их сравнительно невелики. Вторжения холодного воздуха в низкие широты в тыловых частях циклонов непродолжительные и не проникают далеко, поэтому междуширотный обмен теплом ослаблен.

При *меридиональном* типе циркуляции во внетропических широтах имеются интенсивные и малоподвижные циклоны и антициклоны, расположенные бок о бок. Это холодные центральные циклоны и теплые блокирующие антициклоны. Они захватывают всю тропосферу и часто нижнюю стратосферу, поэтому западный перенос воздуха в тропосфере нарушается. Это приводит к тому, что даже в высоких слоях тропосферы воздушные течения приобретают большие меридиональные составляющие. Обмен воздухом и теплом между высокими и низкими широтами Земли происходит в этом типе интенсивнее, чем в зональном.

Зональный тип циркуляции в Европе связан с адвекцией воздуха с Атлантического океана и, следовательно, с теплой погодой зимой и прохладным летом и с циклоническими осадками в северной половине Европы. Меридиональный тип связан с глубокими проникновениями холодных масс арктического воздуха к югу и теплых масс воздуха из субтропиков в высокие широты.

Каждый из описанных типов циркуляции обычно господствует над более или менее значительной частью полушария, иногда почти над всем полушарием. Вследствие особенностей механизма циклонической деятельности оба типа могут переходить один в другой, т.е. в течение года несколько раз сменяться.

В Южном полушарии широтный тип циркуляции наблюдается чаще и в большей степени преобладает над меридиональным типом, чем в Северном полушарии. Это объясняется более однородной океанической подстилающей поверхностью Южного полушария.

Как зональный, так и меридиональный типы циркуляции проявляются с разной степенью интенсивности в разных секторах Земли. Для числового выражения зональности или меридиональности циркуляции применяются различные цифровые показатели, так называемые *индексы циркуляции.* Простейший из них — это разность значений давления между двумя широтами, например 30-й и 60-й (осредненных по отрезкам широтных кругов). Чем больше разность, тем больше средний меридиональный барический градиент между указанными широтами и тем больше интенсивность зонального переноса воздуха. Можно взять в качестве зонального индекса непосредственно среднее значение зональной составляющей геострофического ветра.

Внетропические муссоны. На климатологических картах (рис. 15, 16) видно, что над материками внетропических широт области повышенного давления зимой сменяются областями пониженного давления летом.

Субтропические антициклоны над океанами Северного полушария перемещаются от января к июлю с юга на север и от июля к январю — обратно, а субполярные депрессии над океанами от зимы к лету частично заполняются. Все это приводит к тому, что в некоторых районах внетропических широт преобладающие барические градиенты резко меняют свое направление от зимы к лету.

Там, где распределение давления в течение сезона обладает достаточной устойчивостью и где оно резко меняется от сезона к сезону, сходные изменения должны происходить и в режиме ветра. В одном сезоне ветры определенного направления (квадранта или октанта горизонта) будут преобладать над ветрами всех других направлений. В противоположном сезоне преобладающее направление сменится на противоположное или близкое к нему. Такой режим ветра и называется *внетропическими муссонами.*

Муссонный режим ветра во внетропических широтах, как и в тропических, не ограничивается нижним слоем воздуха, а захватывает значительную толщу тропосферы. Еще выше господствует общий, в основном западный, перенос воздуха.

Внетропические муссоны особенно хорошо выражены на востоке России и северо-востоке Китая и над прилегающими морями. Зимой над Восточной Азией держатся устойчивые антициклоны. В соответствии с барическим полем воздушные течения над восточной окраиной Азии имеют в это время направление преимущественно с севера или северо-запада. Это – зимний муссон. В ряде районов он создает вынос воздуха в нижних слоях атмосферы через береговую линию с суши на море.

Летом над Азией преобладает пониженное давление, а над прилегающими морями давление повышено. Поэтому над Дальним Востоком преобладают южные и юго-восточные течения с моря — летний муссон. Внетропические муссоны Северо-Восточного Китая в более южных широтах переходят в тропические муссоны Юго-Западного Китая.

Сходные, но не столь резко выраженные условия на менее обширных площадях наблюдаются и в некоторых других районах внетропических широт.

Если зимний муссон имеет составляющую с суши на море (в некоторых районах этого может и не быть), он связан с холодной сухой погодой в полосе, охваченной муссонной циркуляцией. Если летний муссон направлен с моря на сушу (что тоже не строго обязательно), он связан с понижением температуры и значительными осадками в муссонном районе. Эти осадки преимущественно циклонические и в меньшей степени конвективные или орографические. Конечно, в любом муссонном районе в каждый сезон кроме ветров преобладающего направления могут (правда, реже) наблюдаться ветры и других направлений.

Не нужно думать, что внетропические муссоны связаны с неизменным наличием над тем или иным районом летом циклона, зимой антициклона или наоборот. Мы неоднократно отмечали, что такой неизменности в природе не существует. В действительности в муссонных районах име-

ется преобладание одних барических систем над другими. Например, при зимнем муссоне над Восточной Азией в течение зимы сменяется ряд антициклонов, которые более или менее регулярно частично или полностью «сползают» с материка на океан. В такие периоды, естественно, происходит перебой в режиме муссонов.

Летом перенос влажного морского воздуха с океана на материк происходит в теплых секторах циклонов, которые здесь летом преобладают. Этот преобладающий процесс отражается на средних картах в форме юго-восточного муссонного потока.

Климатологические фронты. Постоянное расчленение барического поля Земли на циклоны и антициклоны приводит к тому, что и воздух тропосферы всегда расчленяется на воздушные массы, разделенные фронтами.

Многолетние средние положения главных фронтов в разные сезоны будем называть *климатологическими фронтами.* Их можно выявить на многолетних средних картах, подобно центрам действия атмосферы. В действительности в каждый момент времени (а значит, на синоптических картах) положение и число фронтов могут резко отличаться от многолетнего распределения. Фронты возникают, перемещаются и размываются в связи с циклонической деятельностью. Но сейчас следует рассмотреть среднее положение фронтов, важное для понимания распределения на Земле климатологических условий. В январе в Северном полушарии обнаруживаются две значительные ветви арктического фронта, или два арктических фронта: один – на севере Атлантического океана и на севере Евразии, другой – на севере Североамериканского материка и над архипелагом арктического сектора Америки. Возможно, что спорадически существуют и другие арктические фронты. Области к северу от арктических фронтов заняты преимущественно арктическим воздухом. Однако в отдельных случаях арктические фронты могут занимать положение, далеко отклоняющееся от среднего. При возникновении на них циклонов и антициклонов фронты перемещаются и вместе с вторжениями арктического воздуха могут проникать далеко к югу.

В более низких широтах (между 30 и 50° с.ш.) обнаруживается цепь *полярных фронтов,* отделяющих области преобладания воздуха умеренных широт от областей тропического воздуха. Полярные фронты проходят: над Атлантическим океаном по южной периферии Исландской депрессии; над Средиземным морем; в Азии примерно вдоль северной границы Тянь-Шаня, Куньлуня и Наньшаня; над Тихим океаном (два фронта) над югом США. Среднее положение полярных фронтов указывает на южную границу преобладания воздуха умеренных широт и на северную границу преобладания тропического воздуха. В отдельных случаях полярные фронты не будут, конечно, совпадать со средним положением. Разрывы между отдельными арктическими и полярными фронтами на картах указывают на районы, где воздух чаще всего проникает в более высокие или в более низкие широты, причем фронты размываются.

Аналогично в Южном полушарии обнаруживаются *антарктические фронты*, окружающие материк Антарктиды и четыре полярных фронта на 40—50 ю.ш. над океанами.

Концы полярных фронтов, проникающих далеко в глубь тропиков, называются *пассатными фронтами.* Они отделяют в тропиках уже не воздух умеренных широт от тропического, а разные массы тропического воздуха — более свежие и более старые, относящиеся к разным субтропическим антициклонам.

Внутри тропиков обнаруживается зона конвергенции воздушных течений, которая называется *внутритропической зоной конвергенции* и на климатологических картах представляется непрерывной линией, охватывающей весь земной шар. Она проходит в январе больше над Южным полушарием, чем над Северным, особенно далеко отклоняясь к югу вместе с ответвлениями экваториальной ложбины над нагретыми материками Южного полушария. Ранее употреблялось название «тропический фронт» вместо термина «внутритропическая зона конвергенции». В настоящее время он вышел из употребления, так как по своей структуре и свойствам внутритропическая зона конвергенции коренным образом отличается от арктических и полярных фронтов.

В июле *арктические и антарктические* фронты занимают положения, близкие к январским. По-видимому, антарктические фронты в июле (зимой) проходят несколько дальше от материка Антарктиды, чем летом, а арктические в июле (летом) смещаются в более высокие широты. Полярные фронты в Северном полушарии несколько смещены к северу в сравнении с январем, особенно над нагретыми материками; их среднее положение — около 50-й параллели. Полярные фронты над Южным полушарием несколько смещены к экватору и проходят под 30—40° ю.ш. Наконец, внутритропическая зона конвергенции в июле смещена в Северное полушарие, особенно далеко на север над Индией (до подножия Гималаев) и над низовьями реки Янцзы. На средней карте они также объединяются в одну общую линию.

Таким образом, от января к июлю все климатические фронты, а также внутритропическая зона конвергенции более или менее смещается к северу, а от июля к январю — к югу.

Положение фронта на средних картах указывает, в каких областях Земли преобладают в течение всего года воздушные массы одного типа и в каких от зимы к лету и от лета к зиме массы одного типа сменяются массами другого типа.

4.3. Местные ветры

Под местными ветрами понимают ветры, характерные только для определенных географических районов. Происхождение их различно.

Во-первых, местные ветры могут быть проявлением местных циркуляций, возникающих в системе общей циркуляции атмосферы при слабых

крупномасштабных воздушных течениях. Таковы, например, *бризы* по берегам морей и больших озер. Различия в нагревании суши и воды днем и ночью создают вдоль береговой линии при слабых воздушных течениях общей циркуляции местную циркуляцию. При этом в приземных слоях атмосферы ветер дует днем с моря на более нагретую сушу, а ночью — с охлажденной суши на море. Характер местной циркуляции имеют также *горно-долинные ветры.*

Во-вторых, местные ветры могут представлять собой местные изменения (возмущения) течений общей циркуляции атмосферы под влиянием орографии или топографии местности. Таков, например, *фён* — теплый ветер, дующий по горным склонам в долины и возникающий, когда течение общей циркуляции переваливает через горный хребет. Повышение температуры воздуха при фёне, связанное с нисходящим движением, является следствием именно влияния хребта на общециркуляционное течение. Влиянием орографии объясняется и *бора́* с различными ее разновидностями.

Рельеф местности может создавать также усиление ветров в некоторых районах до скоростей, значительно превышающих скорости в соседних районах. Примером служат ветры горных проходов, ущельевые и горловинные ветры, возникающие при орографических сужениях в устье долин. Такие локально усиленные ветры того или иного направления известны в разных районах под разными названиями как *местные ветры.* Иногда особые свойства придает местному ветру прохождение воздуха над сильно нагретой и сухой поверхностью, например над пустыней, или над сильно испаряющей (водной) поверхностью.

В-третьих, местными ветрами называют и такие сильные или обладающие особыми свойствами ветры в некотором районе, которые, по существу, являются течениями общей циркуляции. Интенсивность их проявления и их характерность для данного географического района являются следствием самого механизма общей циркуляции, самого географического распределения синоптических процессов. В этом значении называют местным ветром, например, *сирокко* на Средиземном море.

Кроме сирокко известны многочисленные местные ветры в различных местах Земли, носящие особые названия, такие как *самум, хамсин, афганец* и пр. Упоминания о таких ветрах можно найти в физико-географических или климатических характеристиках отдельных местностей.

Бризы. Бризами называют ветры у береговой линии морей и больших озер, имеющие резкую суточную смену направления. Днем морской бриз дует в направлении на берег, а ночью береговой бриз дует с берега на море. Скорость ветра при бризах 3—5 м/с, в тропиках и больше. Бризы отчетливо выражены в тех случаях, когда погода ясная и общий перенос воздуха слабый, как это бывает, например, во внутренних частях антициклонов. В противном случае общий перенос воздуха в определенном направлении маскирует бризы, как это всегда бывает при прохождении циклонов.

Особенно хорошо бризовая циркуляция выражена в субтропических антициклонах, например на побережьях пустынь, где в течение суток происходит резкая смена температуры над сушей, а общие барические градиенты малы. Хорошо развитые бризы наблюдаются в теплое время года (с апреля по сентябрь) и на таких морях средних широт, как Черное, Азовское, Каспийское.

Бризы связаны с суточным ходом температуры поверхности суши. Днем суша нагрета и температура ее поверхности выше, чем поверхности моря. Поэтому изобарические поверхности над сушей несколько приподнимаются по сравнению с морем. Благодаря этому на какой-то высоте создается горизонтальный барический градиент, направленный в сторону моря, перпендикулярно к берегу. В результате начинается отток воздуха по направлению к морю. Так как движение развивается в течение короткого времени, отклоняющая сила вращения Земли не может уравновесить барический градиент. Движение остается неустановившимся и направлено не по изобарам, а, пересекая их, по барическому градиенту, т. е. не параллельно береговой линии, а с большой составляющей в направлении с суши на море. Такой отток воздуха на высоте приводит к падению давления у земной поверхности над сушей и к росту его над морем. Поэтому нижние изобарические поверхности приобретают *обратный наклон* — внизу устанавливается барический градиент, направленный с моря на сушу, а в соответствии с ним – перенос воздуха в нижнем слое. Этот нижний перенос воздуха и есть дневной морской бриз. Противоположные условия создаются ночью, когда суша охлаждается и становится холоднее моря. Тогда внизу начинается перенос воздуха с берега на море — ночной береговой бриз, а над ним обратное течение. Вечером происходит смена морского бриза на береговой, а утром наоборот. Конечно, общий перенос воздуха может существенно исказить правильную картину бризов.

Бризы захватывают слой до 1—2 км; дневной морской бриз наблюдается в более мощном слое, чем ночной. Обратный противоток выше бриза также имеет мощность 1,5—2 км. В тропиках мощность бризов больше, чем в высоких широтах, и от береговой линии бризы распространяются в глубь суши или моря на десятки километров. Здесь вторжение морского бриза на сушу имеет общие черты с вторжением холодного фронта.

Дневной морской бриз несколько понижает температуру на суше и увеличивает относительную влажность; особенно резко это выражено в тропиках, где морской бриз не только понижает температуру, но и вызывает часто послеполуденные ливни. В Мадрасе (Индия) морской бриз понижает температуру воздуха на побережье на 2—3 °С и повышает влажность на 10—20 %. В Западной Африке эффект значительно больше: дневной морской бриз, приходя на смену нагретому континентальному воздуху, может снизить температуру на 10 °С и более и повысить относительную влажность на 40 % и более.

Очень сильный климатический эффект производит дневной морской бриз, дующий с большей регулярностью над районом залива Сан-

Франциско. Так как морской воздух приходит на сушу с вод холодного Калифорнийского течения, то средние температуры летних месяцев Сан-Франциско оказываются на 5—7 °С ниже, чем в Лос-Анджелесе, расположенном всего на 4° широты южнее. Зимние температуры в Сан-Франциско ниже на 2—3 °С.

Бризы наблюдаются также и на побережьях озер Севан, Иссык-Куль, Ладожское, Онежское и других, и на больших реках, например в низовьях Волги. Но на озерах и реках бриз имеет микроклиматический масштаб: скорости ветра при бризе, его вертикальная мощность и горизонтальное распространение значительно меньше, чем при бризах на берегах морей.

Горно-долинные ветры. В долинах горных систем наблюдаются ветры с суточной периодичностью, сходные с бризами. Это *горно-долинные ветры* (рис. 30). Днем долинный ветер дует из устья долины вверх по долине, а также вверх по горным склонам. Ночью горный ветер дует вниз по склонам и вниз по долине, в сторону равнины.

Горно-долинные ветры хорошо выражены во многих долинах Альп, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира и в других горных странах, главным образом в теплое полугодие. Вертикальная мощность их значительная и измеряется средней высотой хребтов, образующих борта долины: ветры заполняют все поперечное сечение долины, вплоть до гребней ее боковых хребтов. Как правило, они не сильные, но иногда достигают 10 м/с и более.

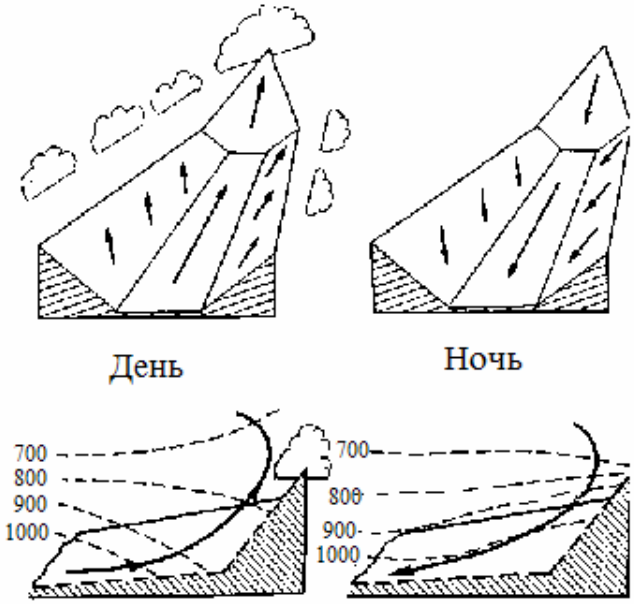


Рис. 30. Схема горно-долинных ветров

Можно указать, по крайней мере, две независимо действующие причины возникновения горно-долинных ветров. Одна из них – дневной подъем или ночное опускание воздуха по горным склонам — *ветры склонов.* Другая создает общий перенос воздуха вверх по долине днем и вниз ночью — *горно-долинные ветры* в тесном смысле слова.

Днем поверхность склонов гор теплее прилегающего воздуха. Поэтому воздух в непосредственной близости к склону нагревается сильнее, чем воздух, расположенный дальше от склона, и в атмосфере устанавливается горизонтальный градиент температуры, направленный от склона в свободную атмосферу. Более теплый воздух у склона начинает подниматься по склону вверх, как при конвекции в свободной атмосфере. Такой подъем воздуха по склону приводит к усиленному возникновению кучевых облаков над хребтами, образующими борта долины. Ночью при охлаждении

склонов условия меняются на обратные и воздух стекает по склонам вниз. Облачность в адиабатически нагревающихся нисходящих потоках испаряется.

К ветрам склонов присоединяется перенос воздуха в более крупном масштабе между долиной в целом и прилегающей равниной (рис. 30). Днем температура воздуха над всей горной системой, в том числе и в долине, в целом выше, чем на соответствующих уровнях над равниной, так как на нее влияют прогретые склоны гор. Поэтому так же, как над берегом при морском бризе, давление в долинах становится до самого гребня хребта ниже, чем над равниной, а на больших высотах — выше. На рис. 30 это видно по наклону изобарических поверхностей. В результате днем ниже уровня гребня устанавливается поток воздуха с равнины в долину, а выше — обратный перенос. Ночью воздух в долине холоднее, чем над равниной, и внутри устанавливается более высокое давление; возникают барические градиенты, обусловливающие перенос воздуха вниз по долине на равнину. Это горный ветер. Над ним устанавливается обратный перенос в сторону гор.

Ледниковые ветры. Ветер, дующий вниз по леднику в горах, называется *ледниковым.* Этот ветер не имеет суточной периодичности, так как температура поверхности ледника в течение всех суток ниже температуры воздуха. Воздух охлаждается более всего у поверхности ледника. Над льдом господствует инверсия температуры, и холодный воздух стекает вниз. Над некоторыми ледниками Кавказа скорость ледникового ветра 3—7 м/с. Вертикальная мощность потока ледникового ветра порядка нескольких десятков, в особых случаях — сотен метров.

Явление ледниковых ветров в громадных размерах представлено над ледяным плато Антарктиды, где над постоянным снежным и ледяным покровом на периферии материка возникают *стоковые ветры* (чаще всего юго-восточные) — перенос выхоложенного воздуха по наклону местности в сторону океана. Так как кроме барического градиента на этот перенос воздуха влияет сила тяжести, то по мере приближения воздуха к береговой линии в нижних 100—200 м могут развиваться очень большие скорости ветра (до 20 м/с и более), с резко выраженной порывистостью. Вместе с сильными ветрами, вызываемыми постоянным прохождением глубоких циклонов вокруг материка Антарктиды, стоковые ветры делают многие районы побережья Антарктиды самыми ветреными местами на земном шаре.

Фён. Фёном называется теплый, сухой порывистый ветер, дующий временами с гор в долины (рис. 31). Температура воздуха при фёне значительно и быстро повышается, а относительная влажность резко падает, иногда до одного-двух десятков процентов. В начале фёна могут наблюдаться резкие и быстрые колебания температуры и влажности вследствие встречи теплого воздуха фёна с холодным воздухом, заполняющим долины. Порывистость фёна указывает на сильную турбулентность фёнового

потока. Продолжительность фёна может быть от нескольких часов до нескольких суток, иногда с перерывами (паузами).

Фёны с давних времен известны в Альпах. Они очень часты на Западном Кавказе как на северных, так и на южных склонах хребта. Фёны наблюдаются и под обрывистой стеной Яйлы на Южном берегу Крыма, в горах Средней Азии и Алтая, в Якутии, западной Гренландии, на восточных склонах Скалистых гор и во многих других горных системах.

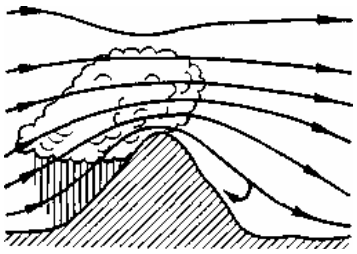


Рис. 31. Схема фёна

О повторяемости фёнов можно судить по следующим средним годовым числам дней с фёнами: в Кутаиси — 114, в Тбилиси — 45, во Владикавказе — 36, на Телецком озере — до 150, в Инсбруке (Австрия) — 75.

Фён может возникнуть в любой горной системе, если воздушное течение общей циркуляции пересекает хребет достаточной высоты. С подветренной стороны воздух оттекает от хребта, а в создавшееся разреженное пространство устремляется воздух вышележащих слоев. Высокая температура воздуха при фёне обусловлена его адиабатическим нагреванием при нисходящем движении. Вертикальный градиент температуры в набегающем потоке почти всегда меньше сухоадиабатического, т.е. меньше 1 °С/100 м. Также он меньше и сухоадиабатического градиента в воздухе долины до фёна. Воздух фёна, спускающийся по горным склонам в долину, нагревается сухоадиабатически, т.е. на 1 °С на каждые 100 м спуска. Поэтому в долину он приходит с более высокой температурой, чем температура воздуха, ранее занимавшего долину. Температура фёнового воздуха тем выше, чем больше высота, с которой он опускается. Относительная влажность в нем понижается по мере роста температуры.

Допустим, что гребень хребта возвышается над уровнем долины на 3000 м, температура в долине до начала фёна + 10 °С, а средний градиент температуры 0,6 °С/100 м. Тогда на уровне гребня хребта температура будет +10 - (0,6·30) = -8 °С. Опустившись в долину и нагревшись на 30 °С (по одному градусу на каждые 100 м), воздух фёна будет иметь внизу температуру: - 8+30 = +22 °С. Таким образом, температура в долине повысится в сравнении с первоначальной на 12 °С. Вместе с тем если относительная влажность вверху была 100 %, то при той же абсолютной влажности, но при повышении температуры фёнового воздуха с -8 до +22 °С относительная влажность понизится до 17 %.

При сильном развитии фёна на подветренной стороне хребта нередко на наветренной стороне наблюдается восходящее движение воздуха по горному склону. Если хребет высок, то восходящий воздух, достигнув уровня конденсации, будет охлаждаться уже не сухоадиабатически, а влажноадиабатически. При этом на наветренной стороне произойдет образование облаков и выделение тепла конденсации.

Бывает и так, что фён, особенно в начале, сводится к постепенному оседанию и динамическому нагреванию воздуха в антициклоне, зани-

мающем горный район. По мере снижения инверсии оседания высокие температуры захватывают все более низкие места, однако до самых низких долин потепление может и не дойти, они останутся занятыми холодным воздухом. При таком антициклоническом фёне скорости ветра невелики, а фёновое повышение температуры может происходить на обоих склонах хребта одновременно, как это много раз наблюдалось и на Кавказе, и в Альпах.

Особенно сильное повышение температуры при фёне бывает тогда, когда воздух, в котором развивается фён, с самого начала очень теплый, например при перетекании через хребет тропического воздуха за теплым фронтом. Высокая температура воздуха дополнительно повышается адиабатически при нисходящем движении. Так, в первых числах мая 1935 г. в северных предгорьях Кавказа южный фён приносил воздух с Армянского нагорья. При этом температура повышалась в Нальчике до +32 °С, в Моздоке до +40 °С, а относительная влажность опускалась до 13 %.

Эффект повышения температуры особенно велик, если до фёна воздух в долине был сильно выхоложен излучением. В Скалистых горах (штат Монтана, США) однажды в декабре температура повысилась с -40 до +4 °С в течение 7 часов.

Продолжительный и интенсивный фён может привести к бурному таянию снега в горах, к повышению уровня и разливам горных рек, сходу снежных лавин и т.д. Летом фён вследствие высокой температуры и сухости может губительно действовать на растительность. В Закавказье (район Кутаиси) случается, что при летних фёнах листва деревьев высыхает и опадает. На северных склонах Копетдага известен ветер *гармсиль,* представляющий фён, развивающийся в тропическом воздухе, текущем из Иранского нагорья и переваливающем через хребет. Температуры при гармсиле достигают 48—49 °С, а относительная влажность опускается до 4—5 %. При гармсиле растения не успевают транспирировать влагу и увядают.

Фён может наблюдаться и в арктическом воздухе, если последний, например, перетекает через Альпы или Кавказ и опускается по южным склонам. Даже в Гренландии стекание воздуха с трехкилометровой высоты ледяного плато на фиорды создает очень сильное повышение температуры. В Исландии при фёнах наблюдались случаи повышения температуры почти на 30 °С за несколько часов.

При переваливании через хребет в воздушном течении могут возникать стоячие волны, так называемые *фёновые волны,* с амплитудой порядка нескольких километров, иногда приводящие к образованию чечевицеобразных облаков. Эти волны захватывают слой высотой в несколько раз большей, чем высота хребта.

Бора́. Борой называется сильный холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. Бора с давних пор известна в районе Новороссийской бухты на Черном море и на Адриатическом побережье Югославии, а также в районе Триеста. Сход-

ные явления обнаружены на Новой Земле и в некоторых других местах. К типу боры относится и *сарма* близ Ольхонских ворот на Байкале. Достаточное сходство с борой по происхождению и проявлениям имеют *норд* в районе Баку, *мистраль* на Средиземноморском побережье Франции, от Монпелье до Тулона, *нортсер* в Мексиканском заливе (Мексика, Техас).

Бора возникает в Новороссийске, как и на Адриатике, в тех случаях, когда холодный фронт подходит к прибрежному хребту с северо-востока. Холодный воздух сразу же переваливает через невысокий хребет. Низвергаясь вниз по горному хребту под действием силы тяжести, воздух приобретает значительную скорость: в Новороссийске в январе скорость ветра при боре в среднем выше 20 м/с. Падая на поверхность воды, этот нисходящий поток вызывает штормовой ветер, создающий сильное волнение. При этом резко понижается температура воздуха, которая до начала боры была над теплым морем достаточно высокой.

Падая вниз, воздух боры адиабатически нагревается, как и при фёне. Но высота хребта небольшая, а первоначальная температура вторгающегося холодного воздуха более низкая в сравнении с температурой воздуха, ранее располагавшегося над морем. В результате температура в районе, куда вторгается бора, понижается. В Новороссийске случались при боре понижения температуры на 25 °С и более.

Новороссийская бора затухает уже в нескольких километрах от побережья. Бора в Адриатике при некоторых синоптических положениях охватывает значительную часть моря. За год в Новороссийске наблюдается в среднем 46 дней с борой, чаще всего с ноября по март. Продолжительность боры 1–3 суток, изредка до недели.

Шквалы. Иногда на ограниченных территориях наблюдаются резкие кратковременные усиления ветра, называемые *шквалами.* Скорость ветра при шквале внезапно, порывом, усиливается до 20 м/с и более. Усиление ветра продолжается несколько минут, а иногда повторяется на протяжении короткого времени (рис. 32) Более или менее резко меняется и направление ветра. Несмотря на кратковременность шквалов, они могут приводить к катастрофическим последствиям.

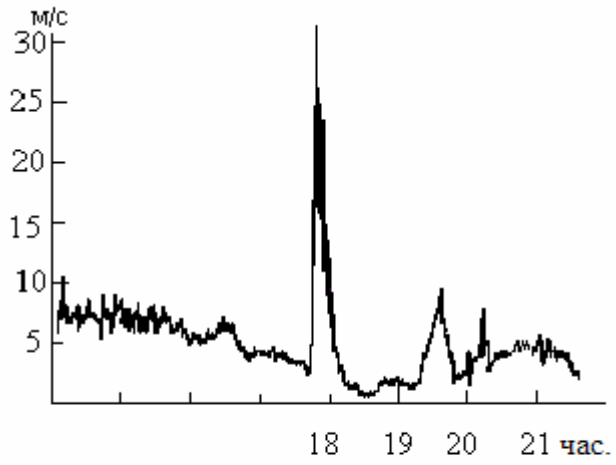


Рис. 32. Пример изменения скорости ветра при шквале

Шквалы в большинстве случаев связаны с кучево-дождевыми (грозовыми) облаками либо местной конвекции, либо холодного фронта. В первом случае они называются *внутримассовыми,* во втором – *фронтальными.* Внутримассовый шквал обусловлен тем, что в передней части кучево-дождевого облака возникает

сильное восходящее движение воздуха, а в центральной и тыловой частях нисходящее, создаваемое ливневыми осадками, увлекающими с собой воздух. В облаке и под ним возникает, таким образом, вихревое движение воздуха с горизонтальной осью, в которое вовлекается воздух из смежных районов. При приближении большого облака конвекции ощущается усиление ветра и поворот его к облаку; в резко выраженных случаях это явление принимает форму шквала. Сходные условия наблюдаются и в случае *фронтальных шквалов:* здесь также играет роль восходящее движение теплого воздуха перед продвигающимся холодным фронтом и нисходящее движение в голове холодного воздуха за фронтом, принимающее форму резкого «обрушивания». Фронтальные шквалы наблюдаются вдоль фронта одновременно в ряде мест. Поэтому в XIX в., когда было установлено существование холодных фронтов, их называли линиями шквалов.

Шквал обычно связан с ливневыми осадками и грозой, иногда с градом. Лишь в условиях большой сухости воздуха возможны шквалы без образования кучевых облаков.

Маломасштабные вихри. В условиях большой неустойчивости атмосферной стратификации кроме обычных грозовых шквалов могут возникать особые вихри с вертикальной осью, напоминающие циклоны, однако миниатюрных размеров. Это, прежде всего, совсем небольшие пыльные вихри, во множестве возникающие над перегретой почвой в пустынях (но не только в пустынях), особенно на границах, где резко меняются свойства подстилающей поверхности. В Сахаре на площади 10 км^2 таких вихрей наблюдалось иногда до 100 в день. Часты они летом на Восточном Памире. Поперечник их от 1 до 100 м, высота до 1 км, скорость перемещения 20—30 км/ч. В вихре наблюдается быстрое вращение воздуха при одновременном его подъеме вверх. Попавшие в вихрь пыль, листья и другие предметы увлекаются вверх по спиральным путям.

Большее значение имеют более крупные вихри (рис. 33) как над морем (*смерчи*), так и над сушей (*тромбы*). В Северной Америке тромбы называются *торнадо*.

Вихрь возникает обычно в передней части грозового облака и проникает сверху до самой земной поверхности. У смерчей диаметр вихря порядка десятков метров, у тромбов — порядка 100—200 м, а в американских торнадо и больше (устанавливается по ширине полосы разрушений).

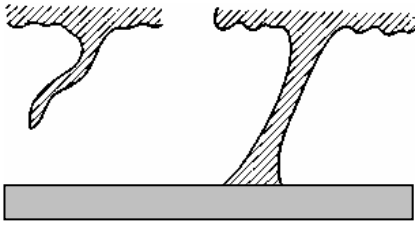


Рис. 33. Тромбы

Тромб виден как темный столб между облаками и землей, расширяющийся кверху и книзу, или как хобот, свисающий из облака. Такая форма объясняется тем, что вихрь втягивает сверху облако, а снизу пыль или воду; кроме того, при сильном падении давления внутри вихря происходит конденсация водяного пара.

Вихрь перемещается вместе с облаком чаще всего со скоростью порядка 30—40 км/ч. Время существования смерчей измеряется минутами,

тромбов — десятками минут, иногда несколькими часами. За это время вихрь может продвинуться над морем на несколько километров, а над сушей — на десятки, иногда даже на сотни километров, все сметая на своем пути. Атмосферное давление в вихре сильно понижено — на десятки или даже на сотню гектопаскалей. Воздух вращается вокруг оси вихря, одновременно поднимаясь вверх. Скорости ветра в тромбах могут достигать 50—100 м/с, их можно определить по разрушениям, очень велики и восходящие скорости. Ветер при тромбе срывает крыши и разрушает легкие постройки, переносит на большие расстояния людей и животных, ломает и вырывает с корнем деревья, прокладывая в лесах просеки. Падение давления при прохождении тромба бывает настолько большим и быстрым, что наружное давление не успевает выравняться с давлением внутри зданий, которое остается более высоким. Поэтому дома, попавшие в сферу действия тромба, иногда взрываются изнутри: с них слетает крыша, вылетают оконные рамы, даже разрушаются стены. Смерчи обладают меньшей разрушительной силой. Тромб сопровождается грозой, ливневым дождем, градом. Водяные смерчи реже связаны с грозами.

Обычно тромбы проходят поодиночке, у торнадо часто наблюдаются по два или больше вихрей. Смерчи часто возникают сериями по нескольку вихрей.

В Европе тромбы сравнительно редки и наблюдаются преимущественно в жаркую летнюю погоду в послеполуденные часы в воздушных массах тропического происхождения с большими вертикальными градиентами температуры и содержанием влаги. В направлении к северу они отмечались до Северной Шотландии, Южной Норвегии, Швеции (до 60° с.ш.), Соловецких островов; в Сибири — до низовьев Оби. На Европейской территории России каждое лето в разных местах (и на юге и в центре) отмечается несколько тромбов. Были случаи, когда они достигали катастрофической силы, как, например, тромб в Москве 29 июня 1904 г. или тромб в Иванове 9 июня 1984 г., которые сравнимы по интенсивности с американскими торнадо. По-видимому, на азиатской территории России тромбы возникают значительно чаще, но они проходят в малонаселенных районах, поэтому менее известны.

В США, между Скалистыми и Аппалачскими горами, особенно на юго-востоке, торнадо очень часты и обладают исключительной разрушительной силой. За год в США наблюдаются в среднем свыше 200 торнадо, но в отдельные годы — свыше 800, и преимущественно в теплое время года. Интенсивность их разная, но, в общем, диаметры вихрей и скорости ветра в них (до 125 м/с и более) больше, чем в европейских тромбах, а причиняемые ими разрушения и убытки оцениваются суммой до 1 млрд. долл. в год. Случалось, что поднимались в воздух дома вместе с жителями; полное разрушение домов происходит очень часто. В среднем за год насчитывается свыше 100 смертных случаев от торнадо, а 18 марта 1925 г. торнадо было убито почти 700 человек. Один-единственный торнадо в

Северной Дакоте 20 июня 1957 г. разрушил 500 домов на площади в одну квадратную милю и причинил убытков на 15 млн. долл.

В тромбах наблюдается вращение ветра как в циклоническом, так и в антициклоническом направлениях, хотя давление в тромбе всегда понижено. Антициклоническое вращение возможно, если центробежная сила так велика, что перекрывает силу градиента. Наиболее низкое давление, наблюдавшееся в центре торнадо, составляет 912 гПа.

Тромбы (торнадо) наблюдаются в очень теплом и влажном неустойчиво стратифицированном воздухе, иногда вблизи фронтов, как холодных, так и теплых, иногда и на значительном расстоянии от них. Очевидна их связь с грозовыми облаками. Поэтому можно думать, что тромб является особой, сравнительно редкой разновидностью обычного грозового шквала. Но при шквале в грозовом облаке наблюдается вихрь с горизонтальной осью, как описано выше. При тромбе направление оси вихря по еще невыясненным причинам меняется: она загибается к земной поверхности и достигает ее, принимая между облаком и землей вертикальное направление. Так возникает тромб, а иногда и два тромба, по двум сторонам грозового облака.

Преобладание и увеличенную интенсивность торнадо в США по сравнению с тромбами в Европе можно объяснить тем, что в США летом часто господствует очень теплый, влажный и неустойчиво стратифицированный воздух с Мексиканского залива, благоприятный для образования гроз и торнадо. В Европе такие условия бывают реже: тропический воздух попадает в Европу сравнительно редко (на европейскую территорию России чаще, на азиатскую — еще чаще).

Установление более или менее устойчивой структуры ветров привело к тому, что температура воздуха в восточной части океанов значительно выше, чем в западной. На западе океанов берега омываются холодными океаническими течениями, на востоке протекают теплые океанические течения.

В Атлантическом океане нулевая изотерма воздуха в январе у берегов Америки проходит у 40° с.ш. (Нью-Йорк) (рис. 7, 8), у берегов Европы – севернее 70° с.ш. (весь скандинавский полуостров). В Тихом океане нулевая изотерма у берегов Азии спускается почти к 30° с.ш. (Япония, Шанхай) в связи с развитием зимой устойчивых антициклонов на материках, на восточной окраине которых холодный воздух продвигается далеко на юг. На востоке же Тихого океана нулевая изотерма доходит до 55° с.ш. (Канада).

В западной части материков сильное влияние оказывают западные ветры, приносящие океанические массы воздуха и смягчающие климат зимой. Особенно это проявляется в Европе, где изотермы сильно отклонены к северу. На американском континенте воздействие этого явления несколько уменьшено за счет влияния непрерывной цепи горных хребтов (Кордильеры, Анды).

В высоких широтах давление атмосферы растет к полюсам. Здесь преобладают восточные ветры, с которыми выносится в умеренные широты полярный (арктический или антарктический) воздух. В зоне встречи полярных воздушных масс с воздушными течениями умеренных широт развивается циклоническая деятельность. Вынос воздуха в направлении умеренных широт способствует сохранению своеобразного климата полярных областей – суровости температурному режиму и малому количеству осадков.

Эти потоки сформировали несколько географических типов воздушных масс, играющих важную роль в характере климата различных областей земного шара.

Области, где воздушные массы сохраняют относительную устойчивость и у которых мало изменяются физические характеристики: температура, влагосодержание, характер вертикальной стратификации и др., служат главными районами формирования географических типов воздушных масс:

- экваториального;
- тропического;
- умеренного;
- арктического (антарктического).

В процессе общей циркуляции атмосферы воздушные массы того или иного типа распространяются из областей своего формирования в другие широтные зоны, сохраняя ранее приобретенные свойства.

Климатическое значение географических типов воздушных масс заключается не только в запасах тепла, влагосодержании и т.д., но и в том, что при встрече друг с другом они образуют атмосферные фронты, являющиеся основным фактором, обеспечивающим орошение земной поверхности осадками.

Расположение поясов только в общем виде подчинено географической широте, в некоторых местах наблюдаются существенные отклонения и разрывы. В восточной половине Южной Азии в связи с исключительно сильным развитием экваториального муссона разорван тропический пояс; на западе океанов по причине перетекания через экватор пассатов наблюдаются большие разрывы в экваториальном поясе. Отклонение от широтного положения климатических поясов на земной поверхности зависят от распределения суши моря и связанных с этим условий атмосферной циркуляции.

4.4. Влияние суши и моря на режим метеорологических элементов

В результате тепловых и радиационных свойств воды суточные колебания температуры ее поверхности в открытых частях океана составляют лишь доли градуса: от 0,4 °С под экватором до 0,1 °С в высоких широтах. Даже во внутренних морях (Каспийском) суточные колебания температуры поверхности воды равны ≈1 °С. Поэтому над океанами и морями неве-

лики также и суточные колебания температуры воздуха: 1–2 °С. Таким образом, суточный ход температуры воздуха над обширной водной поверхностью невелик и обусловлен непосредственным нагреванием воздуха потоком радиации, а не нагреванием его от водной поверхности.

Совершенно иной размах имеют суточные колебания температуры почвы и воздуха в глубоких континентальных районах. Так, в Иркутске суточная амплитуда достигает:

	Июнь	Декабрь
На поверхности почвы, °С	32	12 (снег)
В воздухе на высоте 2 м, °С	15	9

Таким образом, если мы будем сравнивать температуру воздуха на одной широте, где количество принесенной солнечной радиации практически одинаково, то станет очевидным, что для океанических районов амплитуда колебаний воздуха намного меньше, чем для материковых; причем для океанов характерно запаздывание хода температур по сравнению с сушей на 1–2 месяца. Поэтому весна там холоднее осени.

Влияние суши и моря различно сказывается и на атмосферном давлении. Известно, что давление над океанами и над сушей имеет противоположный годовой ход. Это как раз и обусловлено различием термического режима этих поверхностей. Так, зимой над океанами давление имеет пониженное значение, а над континентами – повышенное. Летом имеет место обратное явление. Сезонная смена давлений над морем и сушей настолько существенна, что оказывает большое влияние на общую циркуляцию атмосферы и может привести к сезонной смене воздушных течений между морем и сушей – к развитию муссонной циркуляции. Эта циркуляция в круговороте атмосферы занимает второе место после общепланетарных циркуляционных движений, обусловленных разностью температуры между экватором и полюсами.

Океаны являются основным поставщиком влаги в атмосферу: за год с суши испаряется в целом 420 мм, а с поверхности океана – 1260 мм.

Океанические районы отличаются от континентальных более значительной облачностью, особенно летом, большим числом пасмурных дней и дней с туманами, меньшей продолжительностью солнечного сияния. Особенно велика повторяемость туманов в районе Ньюфаундлендских банок, где соприкасаются Гольфстрим и Лабрадорское течение; в летние месяцы (июль, август) насчитываются по 22 –23 дня с туманами.

Влияние моря и суши на режим метеорологических элементов весьма разносторонне и велико, кроме того, различные местные условия вносят свои особенности (муссоны, пассаты, морские течения и т.д.). Все же общепринято выделять морской и континентальный типы климата.

Несмотря на сложность количественного определения «континентальности» Л. Горчинский предложил следующую формулу:

$$K = C\frac{A - 12\sin\varphi}{\sin\varphi} = \frac{1{,}7A}{\sin\varphi} - 20{,}4,$$

где А – годовая амплитуда температуры;

φ – географическая широта;

12sin φ – определяет среднюю годовую амплитуду температуры в океанических климатах (от 30 до 60° широты);

С – подобрана таким образом, чтобы для Верхоянска К = 100 %.

Существуют и другие формулы. Расчеты показали, что минимальное значение континентальности имеет зона южнее Новой Зеландии, а максимальное характерно для Центральной Азии и для центральной части Сахары.

4.5. Влияние морских течений на климат

Помимо принципиальных различий в формировании климата над морем и сушей большое влияние на него оказывают локальные различия самих подстилающих поверхностей. Рассмотрим для начала океаны.

Активность океана не ограничивается только волнами на его поверхности. Вся толща океанских вод находится в непрерывном движении, вызванном различными силами: космическими, атмосферными, силами подводных землетрясений и др.

Движение океанских вод, или их циркуляция, проявляется в разных формах. Это и вызванные подводными землетрясениями волны-цунами, вырастающие до гигантских размеров вблизи берегов и вызывающие страшные разрушения. Вспомните события 2004 г., когда на островах и побережьях в восточных районах Индийского океана погибли свыше 300 тыс. человек.

Ветер, дующий над океаном, за счет сил трения и давления вызывает его волнение (колебания). В результате образуются ветровые волны различных размеров и формы: от едва заметной ряби до устрашающих, высотой с трех-пятиэтажный дом (до 20 м), волн во время ураганов. Однако чаще всего в открытом океане встречаются ветровые волны высотой 1 – 2 м. при движении волн частицы воды описывают замкнутые или почти замкнутые орбиты, интенсивно перемешивая лежащие ниже слои воды.

Ветер не только волнует океан, но и перемещает верхние слои воды на большие расстояния, формируя, таким образом, океанические и морские течения – своеобразные «реки без берегов» в океане. Конечно, могут быть и другие причины возникновения течений: например, нагревание и охлаждение поверхности воды, осадки и испарение, различия в плотности воды. Однако течения ветрового происхождения в общей динамике вод океана играют наиболее существенную роль.

Течения в океанологии подразделяют по их преобладающему направлению на *зональные* – идущие с запада на восток, и *меридиональные* – несущие свои воды на север или юг. Течения, идущие навстречу соседним, более мощным и протяженным течениям, называются *противотечениями*.

В отдельную группу выделяют *экваториальные* течения, направленные, как следует из их названия, вдоль экватора. Течения, меняющие свою силу от сезона к сезону в зависимости от направления прибрежных муссонов (летний муссон дует с моря на сушу, а зимний – с суши на море), называют муссонными течениями. В зависимости от интенсивности, мощности и протяженности принято выделять также *узкие* (струйные) и *широкие* (плавные) течения.

Морские течения, возникающие в основном под действием циркуляции атмосферы, играют важную роль в межширотном переносе тепла. Установлено, что около половины общего переноса тепла из низких широт в высокие осуществляется с морскими течениями, а остальная половина – через атмосферную циркуляцию. В обратном направлении с холодными течениями совершается не менее мощное вторжение холода. Поэтому морские течения оказывают влияние в первую очередь на температуру воздуха и ее распределение.

Наиболее мощное из холодных течений – Перуанское доходит почти до самого экватора и даже здесь снижает температуру на 3–4 °С по сравнению со средней температурой Тихого океана. Вблизи берега Южной Америки (30° ю.ш.) температура воды этого течения и летом и зимой на 10 °С ниже температуры воды открытого океана на той же широте. Все холодные течения снижают вероятность дождя как на акваториях, так и на ближайших восточных побережьях континента, играют немаловажную роль в образовании таких береговых пустынь, как Атакама, Намиб и в других районах тропических побережий материков.

В низких широтах западных частей океанов, где лежат истоки теплых океанических течений, температура воздуха превышает среднеширотную.

Таким образом, во всех зонах Земного шара теплые и холодные морские течения поддерживают температурные различия между западными и восточными районами океанов, создают заметные термические аномалии. Например, средняя температура вод Калифорнийского течения равна 12–13 °С, что на 6–8 °С ниже средней широтной температуры вод Тихого океана (40° с.ш.). У восточных берегов континентов в низких широтах и у западных в умеренных широтах совместным действием воздушных и океанических течений создаются наиболее благоприятные условия для образования теплых и влажных климатов на материках. Особенно ярко отепляющая роль течений проявляется на западных побережьях в умеренной зоне.

О том, насколько мощны океанские течения, свидетельствуют следующие данные. Среди меридиональных течений наиболее известны Гольфстрим и Куросио. Первое из них каждую секунду переносит примерно 75 млн. м^3 воды, а второе – около 65 млн. м^3. В то же время самая полноводная река мира Амазонка переносит каждую секунду около 220 тыс. м^3 воды.

Между Саргассовым морем и побережьем США из Флоридского пролива на северо-восток выходит быстрое течение. Далее, вблизи острова

Ньюфаундленд, оно принимает направление с запада на восток и устремляется к Европе. Весь этот гигантский поток имеет общее название Гольфстрим (Gulf Stream). Этот поток тропических вод Америки, уходящий к умеренным широтам Европы, во многом определяет климат, а значит, и жизнь не только Северной Атлантики, но и огромных пространств умеренных и полярных широт Северного полушария, в особенности Евразии. Именно благодаря Гольфстриму Европа получила мягкий климат, несмотря на довольно северное положение. Но у Гольфстрима не один «исток», и большую часть вод он получает не из Мексиканского залива, а их открытой Атлантики. Вóды залива и вóды Антильского течения, идущего по другую сторону Больших Антильских островов, встречаются (но не смешиваются) примерно на 30° северной широты. Их совместное северное продолжение именуется Северо-Атлантическим течением. «Воздушный Гольфстрим», т.е. атмосферный поток, сопровождающий течение, имеет даже более отчетливые очертания, чем само течение. Штили здесь редки, зато туманы типичны для района севернее мыса Гаттерас (на восточном побережье США). К северу туманы учащаются, и на юго-восток от Большой Ньюфаундлендской банки – обширной отмели у восточных берегов острова Ньюфаундленд – находится настоящий «полюс туманов». Особенно часты туманы летом.

На огромных пространствах Южного полушария от умеренных широт до побережья Антарктиды нет сколько-нибудь значительных массивов суши. Над океанами здесь дуют сильные и устойчивые ветры. Они интенсивно переносят вóды в восточном направлении, создавая самое мощное во всем Мировом океане Антарктическое циркумполярное (вокруг полюса) течение, которое соединяет в себе воды трех океанов. Это течение охватывает зону шириной 2500 км и распространяется на глубину 1 км, перенося каждую секунду около 200 млн. $м^3$ воды.

Струйные течения не столь грандиозны по размерам, однако скорость потока в них может достигать нескольких метров в секунду. Так, у берегов Японии течения образуют настоящий водоворот. По рассказам местных жителей, гул этого гигантского морского омута (он называется Ава и расположен в проливе Кии) слышен в тихую погоду за много километров.

Для многих районов Мирового океана характерен так называемый *апвеллинг* (от англ. up – «наверх», well «хлынуть») – процесс вертикального движения вод, в результате которого глубинные вóды поднимаются к поверхности. Он может возникнуть, например, в результате того, что ветер отгоняет поверхностные вóды от берега. Наиболее ярко выраженный прибрежный подъем вод наблюдается у западных берегов Северной и Южной Америки, Евразии, Африки и Австралии. Поднимающиеся с глубины вóды содержат большое количество питательных веществ, поэтому зонам апвеллинга всегда соответствуют зоны высокой биологической продуктивности (т.е. интенсивного развития морских организмов), например, явление Эль-Ниньо у берегов Южной Америки.

Крупномасштабные движения вод представляют собой своеобразный фон, на котором наблюдаются более мелкие и очень изменчивые движения. В последние годы в океане были обнаружены мощные вихревые движения, аналогичные атмосферным циклонам и антициклонам. Размеры таких вихрей меньше, чем у их атмосферных аналогов, однако «время жизни» океанических вихрей значительно больше и колеблется от нескольких месяцев до двух-трех лет. Знания об океанических вихрях очень важны не только для правильного понимания циркуляции вод в океане; велико их практическое значение и для навигации, и для прогнозирования погоды, и для рыболовного промысла.

С теплыми морскими течениями, такими как Гольфстрим и Куросио, которые очень устойчивы, связаны зимние туманы и облачность, вероятность ненастной погоды, повышенное количество осадков. В акваториях с холодными течениями осадки резко сокращаются.

4.6. Влияние растительности, снежного и ледяного покровов на климат

Суша отличается от океанов гораздо бóльшим разнообразием подстилающей поверхности. Физические свойства воздуха существенно зависят от изменения высоты над уровнем моря, от крутизны и направления склонов и форм рельефа.

Кроме рельефа на режим метеорологических элементов в приземном слое воздуха, особенно летом, влияет тип почвы, ее влагосодержание, растительность, отличающаяся пестротой, густотой и высотой покрова.

Растительность, прежде всего, изменяет деятельную поверхность (двухмерное измерение), превращая ее в деятельный слой (объем). Она усложняет условия тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха, определяет радиационно-тепловой режим земной поверхности и приземного слоя атмосферы, а также влагообмен в нем.

Альбедо травянистой и кустарниковой растительности изменяется от 15 до 30 %. Значительная часть солнечной радиации поглощается растениями. Поэтому в припочвенном слое воздуха среди растительности температура обычно ниже, чем над оголенным местом. Ночью в приземном слое воздуха, защищенном растительностью, температура оказывается более высокой, чем над оголенным участком, быстро отдающим накопленное за день тепло.

Велико испарение с поверхности травянистой растительности при достаточной влажности почвы. Это количество приближается или даже превышает испарение со свободной водной поверхности большого мелкого водоема. А вот непосредственно с поверхности почвы при наличии растительности влаги испаряется меньше, чем с оголенной поверхности. Испарение с растительности и почвы в совокупности с уменьшением перемешивания воздуха среди растений приводит к значительному (на 10–20 %) повышению влажности.

Аналогично действие леса, но оно отличается большим масштабом воздействий древесной растительности на нижние слои воздуха, что существенно влияет на состояние микроклимата. В лесу деятельный слой находится на уровне крон. Именно здесь происходит поглощение и излучение (ночью) радиации, поступление влаги в атмосферу, ослабление скорости ветра. Лесная растительность поглощает от 80 до 95 % солнечной радиации. Например, радиационный баланс летом в середине дня над лесом составил (в определенной местности) 0,43 кВт/м^2, а под кронами – 0,014 кВт/м^2. Так же как и другая растительность, лес задерживает поступление радиационного тепла днем и его потерю ночью. Поэтому над лесом как суточные, так и годовые колебания температуры сглажены. Суточные колебания температуры поверхности почвы в лесу на 30–40 % меньше, чем вне леса, и в значительной степени зависят от породы деревьев.

Характерной чертой микроклимата леса является высокая влажность воздуха. Влага поступает преимущественно с поверхности листьев и сохраняется под пологом леса благодаря застою воздуха. И только на верхней границе деятельной поверхности влажность может снижаться, если радиация высока. Имеются данные, указывающие на то, что лес испаряет значительно меньше, чем хорошо развитая луговая растительность или злаковые культуры.

Противоречиво влияние леса на осадки. По некоторым данным на территории, занятые лесом, выпадает на 7-15 % осадков больше, чем на открытую местность, что объясняют большой «шероховатостью» лесных массивов. Но из-за несовершенства методики измерения осадков этот вопрос остается нерешенным. Следует иметь в виду, что часть влаги дождя задерживается кроной, что трудно учесть.

Снежный покров, являясь продуктом климата, в свою очередь, оказывает большое влияние на климат. Обладая низкой теплопроводностью, снег существенно влияет на суточный и годовой ход температуры почвы и резко уменьшает ее колебания, предохраняя почву от глубокого и длительного промерзания.

При высоте снежного покрова ~ 30 см почва оказывается промерзшей до глубины 25–30 см, а на оголенном участке промерзание распространяется до 100 см и более. Таким образом, роль снега в сохранении растительности (в частности, озимых) очень велика.

Снежный покров, препятствуя, с одной стороны, проникновению тепла от земли в воздух, а с другой стороны, обладая большой отражающей способностью, способствует выхолаживанию воздуха и образованию радиационных инверсий температуры. Это приводит к тому, что над очень большими территориями вертикальный градиент температуры в нижнем километровом слое в январе и феврале составляет всего 0,12–0,15 °С на 100 м вместо средней величины 0,6–0,7 °С на 100 м. Радиационное выхолаживание воздуха над снегом сопровождается образованием инея и из-

морози, от чего уменьшается влагосодержание воздуха и растет снежный покров, особенно в субполярных и полярных областях.

В весеннее время таяние снега требует больших затрат тепла, что задерживает нагревание почвы, воздуха и наступление весны. Зато при этом почва пополняется водой, получая резерв влаги, идущий в дальнейшем для питания растений и увлажнение воздуха при испарении.

Вечный снег покрывает ~ 11 % всей суши. Антарктический ледник составляет 13,9 млн. км^2, Гренландский – 1,7 млн. км^2. Ледяной покров благодаря сильной отражательной и излучающей способности выступает в роли своеобразного холодильника для воздуха и создает на Земле целые ландшафтные зоны «вечного мороза». При понижении температуры выпадает влага из воздуха, он иссушается. Это приводит к образованию в полярных областях климатов, отличающихся исключительной суровостью и сухостью.

В Антарктиде на высоте более 2 000 м средние месячные температуры даже в период полярного дня ≈-30 °С, а холодные месяцы имеют среднюю температуру ≈ -70 °С. Максимальный мороз на станции Восток составил -88 °С, а на одной из станций зафиксирована температура -92 °С.

4.7. Взаимопроникновение морских и континентальных влияний

В результате переноса воздуха благодаря общей циркуляции атмосферы ареал морских климатов не замыкается пределами океанов, а более или менее глубоко распространяется на сушу. Влияние континентов тоже проникает за их пределы и вносит черты континентальности в климаты океанических районов. Поэтому переход от одного вида климата к другому происходит чаще всего постепенно.

Глубокое распространение влияний океана на сушу и суши на океаны особенно характерно для Северного полушария и менее выражено для Южного. Причина – процентное соотношение площади суши и океанов по полушариям:

	Океаны, %	Суша, %
Северное полушарие	39,3	60,7
Южное полушарие	80,9	19,1

Если рассмотреть изоаномалы (отклонение температуры в данной точке (регионе) от средней температуры широтных кругов), то видно, что повышенная температура, например, Атлантического океана распространяется на обширные территории, смягчая климат в зимнее время вплоть до Верхоянского хребта.

Влияние континентов на температуру воздуха также не ограничивается береговой линией. Отрицательная аномалия температуры в январе имеет место и над западными районами океанов, в особенности над большими морскими пространствами запада Тихого океана.

В июле в связи с общим ослаблением циркуляции атмосферы проникновение взаимного влияния океана и суши сравнительно не велики.

В Южном полушарии благодаря большей океаничности различия между водой и сушей меньше, чем в Северном полушарии.

4.8. Общая циркуляция атмосферы

Общей циркуляцией атмосферы называется совокупность основных воздушных течений на земном шаре. Общая циркуляция осуществляет обмен воздухом между различными районами Земли. Воздушные течения разнообразного характера и масштаба возникают и поддерживаются неодинаковым нагреванием и охлаждением земной поверхности и воздуха на различных широтах, а также над сушей и над морем. Общая циркуляция атмосферы усложняется влиянием отклоняющей силы и трения. Распределение течений общей циркуляции в отдельный момент можно увидеть на ежедневных синоптических картах, а рассмотрев несколько последовательных карт, можно убедиться, что эта циркуляция представляет собой весьма сложную и постоянно меняющуюся систему. Однако, несмотря на разнообразие форм и непрерывные изменения общей циркуляции, в ней все же можно заметить некоторые устойчивые особенности, повторяющиеся в определенных районах из года в год. Они выявляются с помощью осредненных данных, в которых кратковременные возмущения общей циркуляции сглаживаются.

К основным крупномасштабным атмосферным движениям, входящим в общую циркуляцию, относятся: 1) воздушные течения, вызванные разностью между температурой различных широтных зон вблизи поверхности земли и на высотах; 2) струйные течения; 3) воздушные течения в циклонах и антициклонах, обеспечивающие межширотный обмен воздуха; 4) пассаты; 5) муссоны. В большей части атмосферы течения общей циркуляции почти геострофичны, т.е. направлены почти по изобарам. Только в слое трения воздушные течения значительно отклоняются от изобар. Кроме того, на экваторе и вблизи него как у земной поверхности, так и на высотах, где отклоняющая сила равна нулю или очень мала, направление движения воздуха почти совпадает с направлением горизонтального градиента давления.

Циркуляция над однородной поверхностью. Если сначала для простоты предположить, что поверхность земли однородна, то распределение температуры и давления в нижней тропосфере должно иметь зональный (широтный) характер: температура должна плавно убывать от экватора к полюсам, а давление – возрастать в том же направлении. Изобары при этом совпадают с параллелями и горизонтальный градиент давления всюду направлен строго вдоль меридиана от полюсов к экватору.

В верхней тропосфере, начиная с высоты 4—5 км, и в нижней стратосфере до высоты 20 км распределение давления будет обратным приземному, т.е. над экватором, где воздух теплее, оно будет выше, чем над по-

люсами, где воздух холоднее. Следовательно, горизонтальный градиент давления на указанных высотах будет направлен от низких широт к полюсам.

У однородной земной поверхности коэффициент трения был бы постоянным, и поэтому ветер всюду отклонялся бы от горизонтального градиента давления на одинаковый угол, меньший 90 °. В Северном полушарии он принял бы северо-восточное, а в Южном – юго-восточное направление. Выше слоя трения ветер в обоих полушариях был бы восточным, а выше уровня 4—5 км, т. е. в верхней тропосфере, западным. Лишь в узкой экваториальной зоне ветер у земной поверхности почти совпадал бы с направлением горизонтального градиента давления, а выше слоя трения был бы, как и всюду, восточным.

Циркуляция в реальной атмосфере. Лишь в свободной атмосфере, где влияние подстилающей поверхности на движение воздуха отсутствует, действительно наблюдается описанная выше циркуляция: в слое от 4—5 до 20 км действительно имеет место западный перенос воздуха вокруг полюсов. В пограничном же слое и в нижней тропосфере движение воздуха усложняется фактическим распределением давления, которое является следствием неоднородности земной поверхности (океаны— материки), а также наличия барических систем и центров действия атмосферы.

На рис. 34, *а* приведена схема зонального распределения давления и преобладающих воздушных течений в нижней и средней тропосфере, т.е. выше слоя трения (на высотах от 1— 1,5 до 4—5 км), а на рис. 34, *б* в слое трения. Между рисунками стрелками указано направление градиента давления в соответствующих зонах. Рисунки построены с учетом того, что в слое трения ветер отклоняется от изобар в сторону горизонтального гра диента давления, а с высотой поворачивает и приближается к изобарам, так как выше слоя трения наблюдается геострофический ветер. Циркуляция над полярными районами обусловлена влиянием относительно более высокого давления над полюсами и сравнительно низкого давления на

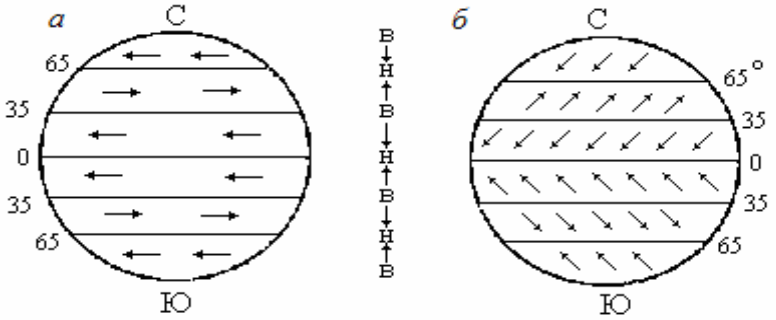


Рис. 34. Зональное распределение давления и воздушных течений в реальной атмосфере:
а – выше слоя трения; *б* – в слое трения

широтах 60—65°. Соответственно горизонтальный градиент давления здесь направлен по меридианам от полюсов к умеренным широтам.

В слое трения ветер в Северном полушарии отклоняется от градиента давления вправо на угол, меньший 90°, и принимает северо-восточное направление, а в Южном полушарии влево и принимает юго-восточное направление (рис. 34, *б*). Градиентный ветер, отклоняясь от градиента на 90°, принимает в обоих полушариях восточное направление (рис. 34, *а*). Этот восточный ветер распространяется до некоторой высоты, затем затухает и выше переходит в западный, который господствует в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Как показали наблюдения, над Антарктикой восточный ветер распространяется выше, чем над Арктикой, но примерно с высоты 6 км тоже переходит в западный.

Циркуляция в умеренных широтах. Циркуляция в умеренных широтах выше слоя трения определяется барическим градиентом, направленным от субтропиков к более высоким широтам.

Поэтому градиентный ветер здесь имеет западное направление (рис. 34, *а*). Таким образом, западный перенос воздуха в умеренных широтах характерен для всей тропосферы, кроме слоя трения, в котором ветер отклоняется от изобар и принимает в Северном полушарии юго-западное направление, а в Южном северо-западное (рис. 34, *б*).

В реальных условиях описанная схема общей циркуляции атмосферы в умеренных и высоких широтах еще более усложняется интенсивной циклонической деятельностью. Здесь постоянно возникают, развиваются и

перемещаются крупномасштабные атмосферные возмущения — циклоны и антициклоны. Обычно они двигаются в направлении общего переноса воздуха в средней и верхней тропосфере, т. е. примерно с запада на восток. Но при этом циклоны отклоняются к более высоким широтам, сосредоточиваются там и на широтах 60—65° образуют зону пониженного давления. Антициклоны, наоборот, при своем движении отклоняются в сторону низких широт, где и образуют субтропическую зону высокого давления.

Перемещающиеся циклоны и антициклоны существенно нарушают зональность общей циркуляции и создают движения воздуха, направленные в Северном полушарии в циклоне против часовой стрелки, а в антициклоне — по часовой стрелке. На западной периферии циклонов и на восточной периферии антициклонов развиваются холодные воздушные течения, направленные с севера на юг, а на восточной периферии циклонов и на западе антициклонов — теплые течения, направленные с юга на север. Так осуществляется обмен воздушными массами в меридиональном направлении. Таким образом, перемещения циклонов и антициклонов умеренных и высоких широт содержат как зональную составляющую, направленную с запада на восток, так и меридиональные составляющие, направленные с севера на юг и с юга на север. Но преобладает все же зональная составляющая, что выражается в общем западном переносе воздуха в свободной атмосфере.

В циклонах образуются фронты, по поверхности которых теплый воздух поднимается, а холодный, подтекая под теплый, опускается. Так осуществляется обмен теплым и холодным воздухом по вертикали.

Циркуляция в тропических широтах. Пассаты. В тропических широтах горизонтальный барический градиент направлен от субтропического пояса высокого давления к экваториальному поясу пониженного давления. Поэтому здесь градиентные ветры имеют восточное направление. Совокупность этих ветров образует так называемые *пассаты* — тропические восточные ветры. Вблизи земной поверхности вследствие трения пассаты отклоняются от изобар на некоторый угол в сторону низкого давления, и в северном полушарии приобретают северо-восточное, а в южном — юго-восточное направление (рис. 34, *б*).

Пассаты не охватывают земной шар сплошной полосой. Субтропический пояс высокого давления распадается на отдельные антициклоны, расположенные над океанами и вытянутые в широтном направлении. Пассаты представляют собой воздушные течения на экваториальной периферии субтропических антициклонов. В Северном полушарии воздух в антициклоне движется по часовой стрелке. Поэтому пассаты — ветры его южной периферии— имеют северо-восточное и восточное направления. В южном полушарии воздух в антициклоне движется против часовой стрелки. Поэтому пассаты — ветры его северной периферии — имеют юго-восточное и восточное направления.

Пассаты — устойчивые ветры, почти не меняющие направление в течение года. Скорость пассатов у земной поверхности составляет 5—6 м/с, а вертикальная протяженность равна в среднем 2—4 км и увеличивается в направлении к экватору. Особенно хорошо выражены пассаты над океанами.

Вблизи экватора восточные ветры господствуют во всей тропосфере (рис. 34) и в нижней стратосфере. Однако там, где пассаты не достигают верхней тропосферы, ветер над пассатами имеет западное направление, иногда с незначительным отклонением в сторону более высоких широт.

Струйные течения. Струйным течением называется сильный узкий поток воздуха с почти горизонтальной осью, имеющий место в верхней тропосфере или в нижней стратосфере и характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными градиентами скорости ветра. Нижний предел скорости ветра на оси струйного течения равен 30 м/с.

Струйные течения были открыты в начале 40-х годов XX века. Самолеты, летавшие на высотах 8—10 км со скоростями 300— 400 км/ч, неоднократно попадали в зоны сильных ветров и теряли скорость. Известны случаи, когда ветры оказывались настолько сильными, что самолеты теряли скорость полностью и оставались почти неподвижными, как бы подвешенными. Изучением струйных течений стали заниматься ученые многих стран. Струйные течения были обнаружены почти во всех районах земного шара.

Струйное течение образуется над фронтальной зоной, где горизонтальный градиент температуры особенно велик, а горизонтальный градиент давления тоже быстро растет с высотой, создавая очень большие скорости ветра. Направление струйных течений — западное, кроме экваториальных струйных течений, имеющих восточное направление. Максимальная скорость ветра отмечается на оси течения и составляет в среднем 45—55 м/с. Но наблюдались струйные течения, имевшие скорость около 200 м/с. Ширина течения колеблется от 300 до 3 000 км, но в большинстве случаев не превышает 1 000—2 000 км. Вертикальная протяженность течения чаще всего составляет несколько километров. В длину струйные течения простираются на тысячи километров, а иногда опоясывают весь земной шар. Высота оси струйного течения над земной поверхностью колеблется от 6—12 км во внетропических широтах до 11—16 км в субтропиках, а у стратосферных струйных течений составляет 25—35 км.

Струйные течения часто наблюдаются над Европейской территорией СССР и Западной Сибирью в поясе 50—60° с.ш., а также над Монголией, Китаем и Японией. Сильные струйные течения имеются вблизи восточных берегов США и в районе Британских островов. Струйные течения представляют большой научный и практический интерес. Они переносят по земному шару различные примеси, в том числе продукты распада радиоактивных веществ, частицы пыли, пепла. Особое значение имеют струйные течения для авиации. Встречное струйное течение уменьшает скорость полета, а попутное увеличивает ее. В струйном течении развивается сильная турбулентность, вызывающая болтанку самолетов. Поэтому учет струйных течений очень важен при метеорологическом обеспечении полетов авиации.

Муссоны (от арабского «маусим» — время года). Муссоны — устойчивые воздушные течения в некоторых областях Земли, дважды в год меняющие свое преобладающее направление на противоположное или близкое к противоположному. В каждой муссонной области имеются зимний и летний муссоны, направления которых противоположны. Однако ни зимой, ни летом основное направление ветра в муссоне не сохраняется непрерывно, так как муссонная циркуляция является частью общей циркуляции атмосферы и часто сочетается с другими ее элементами. Поэтому кроме ветра преобладающего направления, как в летнем, так и в зимнем муссоне наблюдаются также ветры других направлений. В переходные сезоны (весной и осенью), когда происходит смена муссонов, устойчивость ветрового режима нарушается.

Муссонная циркуляция изменяет свое направление на обратное в связи с межсезонным изменением распределения атмосферного давления, т.е. когда преобладающий горизонтальный градиент давления резко меняет свое направление. Следовательно, муссоны наблюдаются в тех районах Земли, где в течение одного сезона преобладает или циклон, или антициклон, а в течение другого сезона — противоположная барическая система.

Однако там, где в течение одного и того же сезона циклоны и антициклоны часто сменяют друг друга, режим ветра очень неустойчив. Например, над большей частью Европы муссоны не наблюдаются. Различают тропические (или экваториальные) и внетропические муссоны.

Тропические муссоны возникают в результате летнего смещения экваториальной зоны низкого давления в более высокие широты Северного полушария и зимнего возвращения ее к экватору, а местами даже перехода в Южное полушарие. Соответственно смещаются и субтропические антициклоны. Вследствие такого межсезонного смещения центров действия в некоторых областях экваториальных широт происходит резкая смена направления ветра от сезона к сезону. Зимний северо-восточный муссон в Индии и Африке совпадает с пассатами и усиливает их. Наоборот, летний юго-западный муссон полностью нарушает северо-восточные пассаты. Особенно отчетливо устойчивая муссонная циркуляция проявляется там, где наиболее значительны горизонтальные градиенты давления, т.е. где велики градиенты температуры. Хорошо выражены муссоны в северной части Индийского океана и в Южной Азии, где значительные межсезонные изменения температуры полушарий обусловлены тем, что огромный материк Азии сильно прогрет летом и сильно охлажден зимой.

Внетропические муссоны в основном связаны с тем, что над некоторыми континентами зимой удерживаются устойчивые области повышенного давления, а летом – области пониженного давления. Вследствие этого резко изменяется в течение года и направление циркуляции воздуха. Особенно это заметно на восточных побережьях материков. Хорошо выражена такая муссонная циркуляция на восточных берегах Азии. Зимой вследствие антициклонической циркуляции над сушей ветры па побережьях направлены с суши на море. Летом, когда над сушей усиливается циклоническая циркуляция, ветры направлены с моря на сушу. Хорошо выражены внетропические муссоны на российском Дальнем Востоке, в Китае, Японии.

Муссоны оказывают большое влияние на погоду и климат. Например, на Дальнем Востоке зимний северо-западный муссон приносит сухой и холодный континентальный воздух, сильно понижает температуру и делает зиму малооблачной и суровой. Во Владивостоке, находящемся на широте Сочи, зимой холоднее, чем в Архангельске. Летний же юго-восточный муссон приносит сюда с океана и Японского моря влажный прохладный воздух с большим количеством осадков и частыми туманами. Летний тропический муссон в Южной Азии также приносит огромное количество осадков, что дает возможность заниматься земледелием в этих районах.

5. КЛИМАТ И ХОЗЯЙСТВЕННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Попытаемся в общем виде рассмотреть те представления о климате, которые существуют при оценке влияния климата на основные стороны деятельности человека.

5.1. Производство зерна

Известно, что основной культурой, определяющей состояние продовольственной базы страны, да и всего мира, считается зерно: пшеница, кукуруза, рис – в зависимости от региона и местных условий.

В настоящее время прирост населения в мире за год составляет около 100 млн. человек (более половины в Азии). Понятно, что прирост зерна должен соответствовать приросту населения. По оценкам, 1 тонны зерна достаточно, чтобы прокормить 3 человека (в год). Однако следует учесть, что в ряде стран умеренного климата зерно используется и как кормовая культура для скота, таким образом, количество зерна, необходимое на душу человека достигает 800 – 1 000 кг.

Процесс роста производства зерна может идти двумя путями: за счет освоения и распахивания новых земель, а также повышения урожайности. Потенциальные возможности для этого существуют. Однако обеспечение роста продовольственной базы неминуемо сталкивается, с одной стороны, с зависимостью урожайности от климата, с другой – с воздействием хозяйственной деятельности, в том числе процесса освоения новых земель на окружающую среду и климат. Не вдаваясь в описание расчетов, можно оценить прирост производства зерна в 1,3 млрд. тонн в год, причем с учетом увеличения урожайности. Этого достаточно для обеспечения продовольствием дополнительно примерно 2 – 3 млрд. человек, а прирост населения ожидается более значительный.

Было замечено, что урожайность пшеницы значительно колеблется год от года. В более влажные и прохладные года урожайность выше, чем в теплые, тем более жаркие. В то же время в целом на Земле наблюдается тенденции потепления климата. Поэтому совершенствованию технологий сельскохозяйственного производства следует уделять больше внимания.

При экстремальных климатических условиях производство зерна может падать до 50–60 %. Максимальные урожаи могут превышать средние в 1,4–1,5 раз. Наиболее часто отклонения не превышают 10–20 %. Но даже и эти колебания весьма существенны и указывают на тесную зависимость сельскохозяйственного производства от климатических условий.

Так, для кукурузы в Аргентине и США переход к сильному похолоданию вызовет увеличение урожайности на 7–8 %, а потепление - к снижению урожая на 3–4 %.

Для риса в Индии и Китае и потепление, и похолодание дает незначительное снижение урожайности.

В Канаде резкое похолодание климата снизит урожайность примерно на 10 %, а потепление увеличит урожайность на 6–7 %.

Климатические условия могут ограничивать или способствовать развитию болезней растений, количеству вредителей, что, естественно, влияет на производство сельскохозяйственной продукции.

Климатические условия влияют и на продуктивность животноводства, причем последствия климатических аномалий, например засуха, будут сказывться на животноводстве еще несколько лет спустя.

Все это вместе взятое еще более обостряет проблему взаимодействия климата и сельскохозяйственного производства и делает ее все более актуальной, а затраты на изучение климата – рентабельными.

5.2. Климат и рыбное хозяйство

Рыбный промысел составляет весьма существенную долю в продуктах питания, а в некоторых регионах мира – преобладающую.

Согласно данным ФАО (Всемирная организация по продовольствию) добыча рыбы ведется весьма неравномерно. В отдельных регионах «поголовье» некоторых пород рыб может резко меняться. За последние десятилетия наибольший рост производства рыбы наблюдался в 30-е годы XX века (6–7 % ежегодно). Постепенно он уменьшался, но в 1960-е годы снова возрос. В 1970 г. был пик добычи рыбы – 26,5 млн. тонн и далее – снижение.

Теоретические расчеты показывают, что общее количество мировой биомассы, доступной для улова, – 640 млн. тонн, криля – от 750 млн. до 1,35 млрд. тонн. Сейчас криля добывают всего около 20 тыс. тонн. Таким образом, потенциал рыбного производства таит огромные резервы, решающее значение может иметь улучшение технологий рыбного производства.

Изменение воспроизводства рыб, миграция рыбных косяков (маршруты) зависят от климата. Так, периоду последнего потепления, связанного с усилением зональной циркуляции, соответствовали перемещения некоторых крупных пород рыб к северу. Зависимость этих перемещений от климата очевидна. Наиболее яркий пример – увеличение улова трески у берегов Гренландии:

- 1908–1910 гг. – в прибрежных водах трески практически не было;
- в 1912 г. – ее выловили 24 тыс. тонн;
- в 1930 г. – 70 тыс. тонн;
- 1950–1960 гг. – 450 тыс. тонн.

В последние годы лов трески запрещен в связи с практическим исчезновением ее у берегов Западной Гренландии.

Объясняется это, главным образом, изменившимися температурными и циркуляционными условиями в океане в результате изменения режима общей циркуляции атмосферы и начавшегося похолодания климата в данном районе. В зависимости от породы численность рыб может увеличиваться при потеплении (норвежская сельдь, японская и адриатическая сардины) или при похолодании (шведская сельдь).

Иногда при малых или медленных колебаниях климата наблюдаются большие амплитуды колебаний рыбного промысла, иногда сравнительно короткопериодичные.

Явление Эль-Ниньо связано с колебанием численности анчоусов у западных берегов Южной Америки. Оно обусловлено подъемом глубинных холодных вод, вызванным сложным взаимодействием океанических и атмосферных процессов. В этом регионе значительно колеблется численность анчоусов. В холодный период течения улетают птицы, поедающие анчоусов, поэтому численность последних растет. Максимальный вылов в 1965 г. составил 18 млн. тонн, а после ослабления Эль-Ниньо численность улова сократилась до 4 млн. тонн, а в 1972-1973 гг. даже до 1 млн. тонн. Таким образом, колебание улова анчоусов – результат климатического влияния. А оно, в свою очередь, сказывается на зависимости между хищником (птицы) и его жертвой (анчоусы) и с периодичностью 6–10 лет.

Этот пример указывает на возможность весьма сложного нелинейного взаимодействия между климатическими аномалиями и рыбным производством со сдвигом во времени. В наше время не удается вывести простых зависимостей, достаточно надежных для прогноза рыбного промысла, так как на температуру воды (течения) одновременно влияют солнечная радиация, направление и скорость ветра.

На внутренних водоемах размножение рыб зависит от температуры воды, от количества корма. А корм, в свою очередь, попадает в реку при разливах.

Подъем уровня озера Мверу в Замбии на 6 м в 1962-1964 гг. привел к увеличению объема рыбного промысла в 4 раза. Но в истории этой страны были периоды, когда озеро полностью пересыхало, и происходила массовая гибель рыбы, гиппопотамов и крокодилов. Это целиком связано с климатическими условиями.

Следует учитывать, что кроме климатических условий на объем добычи рыбы (т.е. на ее численность), особенно в малых водоемах, влияют и такие факторы, как неограниченное развитие рыболовства или загрязнение вод. В таких условиях воздействие климата, даже в малых масштабах, может резко повлиять на численность рыб и на структуру видов рыбного сообщества.

5.3. Климат и водное хозяйство

Влияние воды на все виды хозяйственной деятельности огромно. Без воды невозможна жизнь и животных, и растений, и, естественно, человека. Поэтому проблема влагооборота – центральная в климатологии.

Круговорот воды в природе происходит непрерывно. Ежегодно около 505 км^3 воды испаряется с поверхности океана; с континентов (озера, реки, растительный покров) испаряется около 72 км^3 воды.

За тот же период около 458 км^3 попадает в океан в виде осадков, 47 км^3 – выпадает на сушу. Такое же количество воды возвращается обратно в Мировой океан через речной сток.

Отклонения от замкнутости в этом цикле могут быть связаны с накоплением влаги, выпадающей в Антарктиде, Гренландии в виде снега и

льда. Из этих районов происходит отток воды в виде айсбергов, переносящихся в умеренные широты.

В ледниковую эпоху уровень Мирового океана был на 85 м ниже современного, а влага была перекачена в ледники посредством влагооборота. Любое таяние ледников приведет к повышению уровня Мирового океана.

Вода требуется для повседневной жизни человека (от 900 до 1400 $м^3$ в год). Вода нужна для орошения полей, поскольку на таких полях урожайность реально увеличивается. На энергии воды работают ГЭС.

Расчеты показывают, что из общего стока воды на нужды человечества нужно изымать около 10 $км^3$ воды, т.е. около 25 % годового стока.

Особенности климата влияют на соотношение между средней годовой потребностью в воде и необходимой емкостью водохранилищ. Изменения температуры на несколько градусов будут влиять на это соотношение, поэтому прогноз может уменьшить необоснованные затраты на строительство водохранилищ для ирригации, для ГЭС, наконец, на количество самих ГЭС в зависимости от расчетной мощности.

Для этого надо иметь три типа климатической информации:

- длительные ряды инструментальных измерений температуры, осадков, испарения;
- палеоклиматическую информацию;
- прогнозы будущих изменений климата с учетом как естественных, так и антропогенных факторов.

5.4. Климат и леса

Леса – важнейший источник сырья и продовольствия, кроме того, леса осуществляют органическую связь биосферы со всей климатической системой. Леса представляют важное звено в кругообороте CO_2/O_2. Они же в древности явились источником угля, нефти, газа.

Леса очень чувствительны к изменению климата, о чем можно судить по кольцам срезов деревьев. В свою очередь, крупномасштабные изменения лесного покрова отражаются на климате в региональном или глобальном масштабах.

Поверхность земного шара равна 510 млн. $км^2$, Мировой океан занимает поверхность 361 млн. $км^2$, суша – 149 млн. $км^2$. 120 млн. $км^2$ покрыто растительностью (включая тундру, степи, болота и т.п.). Леса занимают 50 млн. $км^2$, т.е. 33 % суши.

В результате фотосинтеза годовое производство биомассы в перерасчете на сухую массу составляет $155 \cdot 10^9$ тонн в год – это с учетом океана. На долю леса приходится $65 \cdot 10^9$ тонн. Леса – самая продуктивная органическая система. Продуктивность лесов в 2–3 раза выше продуктивности других типов растительности суши и почти в 10 раз больше продуктивности океана. Леса ответственны за годовой обмен, в частности за углерод-

ный и кислородные циклы: они поглощают около $119 \cdot 10^9$ тонн CO_2 и выделяют в атмосферу $86 \cdot 10^9$ тонн кислорода.

Около 53 % мировых запасов леса составляют тропические леса. Главный лесной континент – Южная Америка – 11 млн. км^2. Большие запасы леса расположены в зоне 46–65° северной широты. 1 грамм сухого вещества древесины дает 17–21 кДж тепла при сгорании. Таким образом, в среднем в древесной биомассе аккумулировано $1{,}2 \cdot 10^{21}$ Дж. Леса влияют на тепловой баланс нашей планеты, влагооборот, речной сток, динамику атмосферы, ее газовый и аэрозольный состав и др. Леса поглощают солнечную радиацию – 67 Дж/м^2; почва, лишенная растительности, – 33 Дж/м^2.

Потенциальные испарения над лесом составляют 850 мм/год, над почвой без растительности – 425 мм/год. Плотность лесных массивов влияет на состав воздуха и энергетический баланс планеты. В свою очередь, изменения составляющих энергетического и водного баланса сказывается на продуктивности леса. Она зависит от температуры самого теплого месяца лета, годового количества осадков, продолжительности вегетативного периода, испарения, радиационного баланса и других параметров. В странах холодного климата повышение температуры способствует ускоренному росту деревьев, в странах теплого климата рост деревьев не зависит от температуры.

Климатические флуктуации тоже отражаются на росте деревьев. Так, по срезу дерева, по его годовым кольцам, можно проследить за условиями его жизни, и даже восстановить климат прошлого.

Известно, что линии лесов в горах тесно связаны с климатом, а их положение с высотой меняется при изменениях климата. В тропиках эта линия проходит на высоте 5 км (Анды, Гималаи), а в тундре – вблизи уровня моря.

5.5. Климат и строительство

Влияние климата при строительстве объектов чрезвычайно важно, особенно в странах с резко выраженной внутригодовой климатической изменчивостью (умеренные, приполярные широты). Все виды работ – от проекта до строительства, в том числе доставка материалов – все это сильно зависит от климата.

Техника и аппаратура, предназначенная для одних климатических условий, выходит из строя при работе в других.

Исследования, проведенные в США, показали, что понижение температуры на один градус привело бы к дополнительным расходам на жилищное строительство и одежду ~ 10 млрд. долларов в год, а ущерб здоровью людей при этом оценивался бы в сумму 47 млрд. долларов.

Особенно важен этап проектирования. От него зависит, сколько будет заложено денег в строительство.

6. АНТРОПОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

От многочисленных выбросов в атмосферу поступают различные вредные вещества. Закономерности рассеивания и удаления этих веществ из атмосферы неодинаковы. Рассмотрим основные и наиболее распространенные примеси, загрязняющие воздух городов.

Наибольшее внимание уделяется измерениям концентрации SO_2. Оксиды серы поступают в основном в результате сжигания топлива, содержащего серу на тепловых электростанциях, работающих на твердом и жидком топливе, на металлургических предприятиях, в котельных и других отопительных сооружениях. Количество выделяемых при этом соединений серы оказалось настолько велико, что в первую очередь было организовано наблюдение именно за SO_2.

В атмосферу городов ежегодно поступает от нескольких десятков до сотен тонн SO_2, а в наиболее крупных городах и более 10^6 т. Это соответствует средним концентрациям в воздухе от нескольких сотых долей до 0,5 мг/м^3 SO_2. Максимальные значения вблизи источников могут превышать средние в 5 – 10 раз. Причем эти экстремумы наблюдаются в отдельные дни в тех же точках, где до этого были вполне приемлемые значения. Такое соотношение обусловлено особенностью размещения источников выбросов и климатическими условиями. В период опасного загрязнения воздуха в г. Доноре (США, 1948 г.) концентрация SO_2 достигла 5,7 мг/м^3, а в Лондоне во время смога 1952 г. концентрация SO_2 составила 3,8 мг/м^3 (при ПДК в атмосферном воздухе, равном для SO_2 0,5 мг/м^3).

Сернистый газ в ходе последовательных превращений с капельками воды образует H_2SO_4. Эта фотохимическая реакция зависит от интенсивности солнечной радиации, и от каталитических соединений, к которым можно отнести оксиды азота, озон и даже олефины. Поэтому в зависимости от содержания этих веществ в воздухе соотношение SO_2 /H_2SO_4 меняется.

Вторым по значимости из вредных веществ является оксид углерода CO – угарный газ. Он поступает в атмосферу в наибольшем количестве с выхлопными газами автомобилей, а также с выбросами предприятий нефтяной и нефтеперерабатывающей промышленности, черной металлургии, электростанций. Оксид углерода образуется при неполном сгорании топлива. Количество его зависит от концентрации кислорода, температуры сгорания, времени пребывания газа в камере сгорания. От каждой тонны сжигаемого топлива в атмосферу может поступать до 600 – 800 кг CO.

Выбросы оксида углерода в различных странах колеблются от десятков до сотен миллионов тонн. Диапазон значений концентраций CO очень большой (1 – 200 мг/м^3), а средние значения – 5–50 мг/м^3.

Основной вклад в выброс оксида углерода вносят автомобили. Особенно резко возрастает его количество в часы «пик», когда водители вы-

нуждены часто менять режим работы двигателей, останавливаться, трогаться с места.

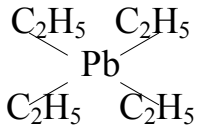
Оксид углерода плохо растворим в воде (хуже, чем CO_2) и его концентрация мало снижается при выпадении осадков.

Источники выбросов оксидов азота NO_2 и NO, как правило, одни и те же. Это – процессы горения. Выбросы в атмосферу в глобальном масштабе достигает 60 млн. тонн NO_2. Диапазон концентраций – от 0,01 до 5 мг/м^3. В отличие от CO, концентрация оксидов азота в воздухе уменьшается при дожде, поскольку они, в конечном счете, превращаются в кислоты, которые выпадают на Землю. Это – естественное пополнение почвы азотными удобрениями.

По этой причине в более сухих районах концентрация NO_x в воздухе выше. Выше она и в южных районах, где высока интенсивность солнечной радиации. Это связано с увеличением образования озона, который окисляет соединения азота до NO_2.

Еще одним компонентом загрязнения является пыль. Основной источник – предприятия цементной промышленности; кроме того, неблагоустроенные, засушливые города имеют запыленность существенно выше, чем озелененные, имеющие реки, озера .

Кроме перечисленных компонентов можно привести такие соединения, как свинец; источником его является добавка к топливу антидетонатора – тетраэтилсвинца



Часто встречаются и такие соединения, как фенол, формальдегид, углеводороды, соединения меди, железа, хрома.

Если анализировать общее распределение вредных веществ по территории страны, то видно, что загрязненность воздуха увеличивается с севера на юг. В удаленных от промышленных объектов районах минерализация осадков (захват, растворение примесей) составляет 10–15 мг/л, в районах промышленного загрязнения атмосферы она увеличивается до 30–40 мг/л, а в промышленных городах и их окрестностях нередко превышает 100 мг/л.

Самые "грязные" районы:

- юго-восток Украины, Ростов, Донецк;
- Южный Урал;
- юг Сибири - Новокузнецк, Кемерово и восточнее.

Высокое содержание вредных веществ в атмосфере наносит большой ущерб здоровью населения, сельскому и лесному хозяйству, жилым зданиям, историческим памятникам, произведениям искусств.

Усматривается четкая корреляция между концентрацией загрязнения в атмосфере и смертностью. Так, в Лондоне при сравнении 1952 и 1962

годов выявилось следующее: в 1952 г. концентрация SO_2 была на 20 % выше, концентрация пыли в 2 раза выше, смертность в 4,6 раза выше, чем в 1962 году.

Взаимосвязь концентрации загрязнения и смертности сложны, так как некоторые компоненты взаимодействуют между собой, другие сенсибилизируют человека к различным заболеваниям, вызывают аллергию. Но ясно одно: чем чище воздух, тем здоровее обстановка, меньше заболеваний, не страдает растительность.

6.1. Роль метеорологических факторов в переносе и рассеивании примесей в атмосфере

Перенос и рассеивание примесей, поступающих в атмосферу осуществляется по законам турбулентной диффузии, а время сохранения примесей в атмосфере зависит от многих факторов, доминирующее значение среди которых принадлежит метеорологическим условиям. Кроме того, в атмосфере происходит гравитационное оседание крупных частиц, химические и фотохимические реакции, перенос веществ на значительные расстояния и вымывание их из атмосферы осадками. Под влиянием всех этих факторов при постоянных выбросах вредных веществ уровень загрязнения приземного слоя воздуха может колебаться в очень широких пределах. Известны катастрофические случаи, сопровождающиеся смертностью и тяжелыми заболеваниями среди населения (в долине Маас – 1930 г., Доноре – 1948 г., Лондоне – 1952, 1957, 1962 гг., Нью-Йорке - 1966 г., в Мехико – 1994 г., Екатеринбурге – 1995 г.).

В связи с этим оказывается полезным понимать роль метеоусловий и способности атмосферы рассеивать и удалять поступающие в нее вредные вещества, т.е. ее способности к «самоочищению».

Следует напомнить, что современные города обычно охватывают территорию в десятки и сотни квадратных километров, поэтому изменение содержания вредных веществ в их атмосфере происходит под воздействием мезо- и макромасштабных процессов.

Влияние ветра. Главным фактором, влияющим на распространение примесей в атмосфере, является ветровой режим. Максимум наземной концентрации примесей от отдельного источника достигается в случае нагретых выбросов на расстоянии $\approx 20\ H_{тр}$ (где $H_{тр}$ – высота трубы), в случае холодных выбросов – на расстоянии (5–10) $H_{тр}$. Зоны более высоких концентраций примесей создаются в подветренных районах по отношению к источникам выбросов. Чем дальше от источника проводятся замеры, тем меньше контраст величин при отклонении от основного направления ветра, так как за счет местных движений воздуха увеличивается рассеивание по направлениям, отличным от основного. Исследования показали, что на расстоянии в 5 км средняя концентрация примесей составляет около 10% от максимального.

Скорость ветра оказывает неоднозначное влияние на рассеяние вы-

бросов из труб и приземную концентрацию вредных веществ.

Для низких и неорганизованных источников формирование повышенного уровня загрязнения воздуха происходит при слабых ветрах за счет скопления выбросов в приземном слое, т.е. эти выбросы не могут формировать устойчивых вертикальных течений и вредные вещества из них «выпадают». Следует учесть, что это определяется плотностью выбрасываемых газов, которая напрямую связана с молярной массой (μ) вещества. Так, SO_2 (μ=64) в 2 с лишним раза тяжелее воздуха (μ=29), NO_2 (μ=46) примерно в 1,5 раза тяжелее: несгоревшие частицы твердых веществ (пыли) тем более имеют большую плотность и также выпадают.

Высокие трубы способствуют формированию большой разницы давлений внутри трубы и снаружи за счет повышенной температуры отходящих газов, поэтому газы выбрасываются из высоких труб с большой скоростью, а их повышенная температура способствует плавучести. В результате вблизи источника создается поле вертикальных скоростей, способствующих подъему факела и уносу примесей вверх. При малых скоростях ветра увеличивается эффективный подъем факела, что обусловливает меньшие концентрации примесей у поверхности земли.

При больших скоростях ветра картина усложняется. При скоростях ветра около 3–6 м/с эффективность рассеивания растет по сравнению с малыми скоростями ветра; выбросы разносятся по большой территории, их концентрация снижается.

Для высоких труб, в которых отходящие газы могут развивать высокие скорости, такой ветер (3–6 м/с) значительно нарушает поле вертикальных скоростей, за счет турбулизации выходящие газы теряют температуру, смешиваясь с холодным окружающим воздухом, их вертикальная скорость, а значит, и высота подъема снижаются. Примеси и вредные газы опускаются в приземные слои, увеличивая загрязненность воздуха. И, наконец, при очень больших скоростях ветра вся масса газа, независимо от температуры, эффективно относится на большие расстояния, за счет чего концентрация выпадающих веществ снижается, распространяясь на большие площади.

Как уже упоминалось, при скорости ветра выше определенного значения возникают турбулентные потоки, нарушающие устойчивость стратификации, т.е. заметное распределение слоев воздуха по высоте. Если стратификация не нарушена, то слои обладают относительной устойчивостью по высоте, температуре, влажности и часто по общему направлению переноса воздуха, т.е. по направлению ветра. Частицы, попавшие в такие устойчивые потоки, и тем более газообразные продукты могут переноситься на значительные расстояния. В то же время турбулентный обмен вызывает нарушение стратификации, движение газов носит хаотический характер, более тяжелые из них опускаются в приземное пространство.

В качестве характеристики устойчивости нижнего 2–3-километрового слоя тропосферы введено понятие «высота слоя перемешивания»

(ВСП). Понятно, что для высоких труб турбулентность нижнего слоя приведет к тому, что большая часть выбросов довольно быстро сможет опуститься к земле, увеличивая концентрацию загрязнения. Если же на определенной территории имеются только низкие источники выбросов, то чем больше ВСП, тем больше вероятность того, что они поднимутся на высоту, а затем будут рассеиваться по территории. Так, было зафиксировано, что наибольшее загрязнение воздуха наблюдается при ВСП<155 м и оно усугубляется при ВСП<1 км.

Для более полной характеристики состояния приземного слоя была предложена комбинированная характеристика, равная произведению ВСП на скорость ветра в слое перемешивания и называемая *объемом перемешивания*. Эта характеристика представляет собой скорость рассеивания примеси в объеме высотой Н (ВСП), шириной 1 км и длиной, равной расстоянию, на которое переносится примесь за единицу времени под влиянием средней скорости ветра в слое.

По количеству SO_2 и NO_2 в воздухе Ленинграда были рассчитаны объемы перемешивания. Низкое загрязнение было отмечено при среднем объеме перемешивания более 4400 $м^3/с$; повышенное загрязнение – при среднем объеме перемешивания менее 2200 $м^3/с$.

К числу неблагоприятных погодных ситуаций относятся ***инверсии температуры,*** характеризующие особенности стратификации нижнего слоя тропосферы. Инверсии, образующиеся на некоторой высоте от поверхности земли, создают преграду (потолок) для вертикального воздухообмена. Если инверсионный слой расположен непосредственно над трубой, то создаются опасные условия загрязнения из-за ограждения подъемов выбросов и препятствия для проникновения их в верхние слои атмосферы. Если инверсионный слой находится высоко над источником (более 200 м), то возрастание приземной концентрации вблизи источника будет невелико. Однако с ростом расстояния от источника влияние задерживающего слоя возрастает, он возвращает примеси к земле; если бы его не было, примеси заняли бы гораздо больший объем.

В то же время если источник находится выше инверсионного слоя, то примеси не могут приближаться к земле, воздух чище.

Для городских условий при наличии большого числа низких источников выброса (автотранспорт) опасные условия при наличии инверсий возрастают: в среднем концентрация примесей увеличивается в 1,3–1,5 раза (и даже в 1,9 раза).

Для городов большую опасность представляют «застои» воздуха. За характеристику застоя принимается приземная инверсия температуры при скорости ветра 0–1 м/с. Застои часто связаны с крупномасштабными атмосферными процессами, чаще всего с антициклонами. В такие периоды в большом слое атмосферы наблюдаются слабые ветры, формируются приземные радиационные инверсии температуры. В целом при застое концен-

трации пыли и CO в городе в среднем на 50–80 % выше, чем при отсутствии инверсии.

Влияние туманов. Накопление примесей в атмосфере, обусловленное слабыми ветрами и инверсиями, усиливается в условиях туманов. Туманы, содержащие частицы дыма и вредных веществ, получили название смогов. С наличием смогов связывают периоды особо опасного загрязнения воздуха, сопровождающегося ростом заболеваемости и смертности населения. Различают смоги, связанные с осаждением вредных веществ на каплях тумана и образующиеся в результате фотохимических реакций вредных веществ. В туманах наблюдается эффект аккумуляции примесей из выше- и нижележащих слоев. Вследствие этого возрастает концентрация примесей в воздухе и каплях, находящихся в тумане, могут образоваться и токсичные вещества:

$$\rightarrow \quad \rightarrow \; SO_2 \; SO_3 \; H_2SO_4$$

Если в тумане содержатся частицы металлов (Mn, Fe, Cu) или аммиак, то процесс окисления ускоряется.

При низких температурах воздуха (ниже -35 °С) выбросы от тепловых электростанций и котельных способствуют образованию тумана, содержащего частицы замерзающей влаги с высоким содержанием серной кислоты.

В промышленных зонах городов при продолжительности туманов более 9 часов наблюдалось увеличение концентрации фенола на 60–70 %, диоксида серы – на 80–110 %, диоксида азота – на 40 %. В отдельные дни в Петербурге концентрация фенола возрастала в 4 раза, а диоксида серы – в 8 раз.

Если в туманные дни дополнительно существуют инверсии, это увеличивает действие тумана еще примерно в 1,5 раза. Опасные последствия загрязнения воздуха отмечались в городах США при фотохимическом смоге. Явление это сложное, сопровождается многоступенчатыми процессами, но главные моменты образования фотохимического смога можно описать следующими химическими реакциями:

$NO^* + O_2 \rightarrow NO_2 + O$

$NO_2^* + M \rightarrow NO + M + O$ где M – молекула вещества,

$NO_2^* + O_2 \rightarrow NO + O_3$ нейтрального по отношению к NO_2;

$O_2 + O \rightarrow O_3$ NO_2^* - возбужденное состояние.

Накопление озона приводит к тому, что становится возможным прямое окисление оксида азота озоном:

$$NO + O_3 \rightarrow NO_2 + O_2.$$

Озон и атомарный кислород, взаимодействуя с органическими соединениями, образуют вещества, среди которых наиболее вредным является конечный продукт фотохимических процессов, происходящих в смоге – пероксиацетилнитрат (ПАН). Именно ПАН раздражает слизистые оболоч-

ки органов зрения и обоняния и неблагоприятно действует на растения.

Формирование фотохимического смога происходит в районах, где приток солнечной радиации является наибольшим, а интенсивное движение автомобилей обусловливает высокие концентрации окислов азота и углеводородов. Чаще всего это происходит в период утреннего «пика» движения автомобилей. Вначале концентрация озона невелика, а затем все идет так, как это отражено в уравнениях приведенных выше реакций.

Влияние солнечной радиации. Важную роль при формировании уровня загрязнения воздуха играет интенсивность солнечной радиации. При ее высоких значениях в атмосфере происходят, как уже говорилось, фотохимические реакции, обусловливающие формирование различных вторичных продуктов, которые могут обладать более токсичными свойствами, чем вещества, поступающие от источников выбросов. Характерно, что фотохимические реакции могут происходить в атмосфере под влиянием солнечной радиации и при сравнительно невысоких начальных концентрациях исходных веществ, создавая потенциальные возможности для формирования высоких уровней загрязнения воздуха.

Влияние температуры воздуха. Чем ниже температура окружающего воздуха, тем больше расход топлива на обогрев, тем больше выбросов в атмосферу. Скорость реакций, в том числе и фотохимических, зависит от температуры, следовательно, при повышении температуры растут загрязнения.

В Сибири, когда температура воздуха понижается ниже –20 °С, отмечается снижение загрязнений. При понижении температуры усиливается эффект «острова тепла» и, следовательно, местной циркуляции, способствующей поступлению в город сравнительно чистого воздуха с окраин. Кроме того, большой перепад температур между газовыми выбросами и окружающим воздухом приводит к увеличению циркуляции, подъему примесей и уменьшению их влияния на приземный слой атмосферы.

6.2. Сокращение озонового слоя

Озон образуется в верхних слоях стратосферы и в нижних слоях мезосферы в результате протекания следующих реакций:

$$O_2 + h\nu\ (240\ \text{нм}) = O + O$$

$$O_2 + O = O_3$$

Озон и атомарный кислород могут реагировать в кислородной атмосфере согласно реакциям

$$O_3 + h\nu\ (380\ \text{нм}) = O_2 + O$$

$$O_3 + O = 2O_2$$

$$O + O = O_2$$

Активация молекул происходит под действием космического излучения, в основном Солнца, а дезактивация – при столкновении с нейтральными молекулами газов, входящих в состав атмосферы.

Таким образом, озон задерживает коротковолновое излучение, которое оказывается вредным для всего живого. Это жесткое излучение вызывает у человека рак, разрушение иммунной системы, генетические болезни. Если бы не озоновый экран Земли, задерживающий излучение, человеку было бы просто опасно находиться на открытом солнце. Канцерогенным является ультрафиолетовое излучение с длиной волны короче 320 нм. Ожидается, что каждый процент сокращения содержания озонового слоя повлечет за собой увеличение числа случаев заболевания раком кожи на 5–6 %.

Общее содержание озона иногда выражают как число молекул, получаемое в результате суммирования по всем широтам, долготам и высотам. На сегодняшний день это количество равно приблизительно $4 \cdot 10^{37}$ молекул озона. Области с уменьшением содержания озона в атмосфере на 40–50 % относительно среднего значения называют «озоновыми дырами». Около 90 % озона находится в стратосфере.

Систематическое слежение за состоянием озонового слоя проводится с 1978 г. с помощью спутниковой аппаратуры. Основные выводы заключаются в том, что за 12 лет наблюдений общие потери стратосферного озона между 65 ° с.ш. и 65 ° ю.ш. составили около 3%. В то время как в экваториальной зоне сокращение озонового слоя несущественно, к полюсам оно возрастает, достигая 3% в год над Антарктидой. Эти цифры примерно соответствуют увеличению годовой дозы ультрафиолетового облучения в диапазоне волн, воздействующем на ДНК, на 10 % за 1980-е годы, преимущественно в зимнее и весеннее время.

Наиболее значительное сокращение озонового слоя – до 50 % на высоте 20–50 км наблюдается в районе Антарктики в весеннее время. Это явление было описано Дж. Фарманом в 1985 г. Наиболее глубокие «дыры» возникли в конце 90-х годов. Долгое время считалось, что основной причиной истощения озонового слоя являются полеты космических кораблей и сверхзвуковых самолетов, а также извержения вулканов и другие природные явления. Но еще в 1974 г. была выдвинута гипотеза о разрушении озонового слоя хлорфторуглеводородами (ХФУ). ХФУ широко используются как хладагенты для холодильников, растворители, моющие средства и т.п.

Резкое сокращение озонового слоя в районе Южного полюса происходит в течение трех-четырех недель с сентября по октябрь. В это время над Антарктидой возникает «околополюсный вихрь» – своеобразная воронка из ветров, всасывающих в себя воздух с обширных территорий. Вообще говоря, ХФУ – высокостабильные соединения. Они не поглощают солнечное излучение с большой длиной волны и не подвергаются воздействию в нижних слоях атмосферы, но, преодолев защитный слой, поднимаются вверх по атмосфере. Оказавшиеся здесь молекулы фреонов попадают под обстрел космических лучей, где подвергаются фотолизу под действием коротковолнового излучения с выделением атомарного хлора,

который наряду с бромом, содержащимся в хладагентах, и их окисями катализируют реакции разложения озона.

Предполагается, что могут идти такие реакции:

$$Cl + O_3 = ClO + O_2$$

$$ClO + O = Cl + O_2.$$

Хлор соединяется с озоном и в условиях низких температур (до -90 °С) замораживается. Весной Солнце разрушает это соединение, в результате чего образуются кислород (а не озон) и хлор. Освободившийся хлор тут же соединяется с новой молекулой озона, с помощью солнечной энергии превращает ее в кислород, а сам снова освобождается для нанесения очередного удара. Поскольку в конечном итоге снова образуется атомарный хлор, он может многократно вступать в реакцию. Такое поведение хлора называют цепной реакцией. Один исходный атом хлора, по предположению исследователей способен разрушить до 100 000 молекул озона.

В ноябре вихревая циркуляция распадается, распространяя истощенный озоновый слой к северу. В то же время озон восстанавливается за счет притока воздуха из низких широт с нормальным содержанием озона.

В Арктике события носят менее драматический характер и отчетливо выраженной «озоновой дыры» не возникает, хотя убыль озона в течение зимы достигает 12 % на высоте 17–20 км.

Требование принять превентивные меры против прогрессирующей утраты стратосферного озона прозвучали на ряде международных встреч и привели к подписанию в 1987 г. Монреальского протокола и осуществлению обширной программы по перестройке соответствующих видов химического производства. Монреальский протокол регулирует производство полутора десятков видов хлорфторуглеводородов, ставя задачу снизить концентрацию хлора в атмосфере до 2 частей на миллион. Именно такая концентрация была зафиксирована до обнаружения «озоновой дыры». В 2005 г. Россия присоединилась к Киотскому протоколу, который имеет целью ограничить выбросы в атмосферу.

В то же время механизм разрушения стратосферного озона не вполне ясен, и попытка свести эту проблему только к воздействию ХФУ – это стремление упростить ситуацию, форсируя один из ее аспектов как якобы решающий. Некоторые исследователи считают, что реакции оксидов галогенов с атомарным кислородом не может дать наблюдаемого снижения убыли озона, поэтому основная роль в снижении концентрации озона отводится гетерогенным реакциям на частицах льда в полярных стратосферных облаках, которые, таким образом, выступают в качестве основного фактора разрушения озонового слоя.

Для понимания механизма разрушения озона необходимо учитывать взаимодействия в системах озон – водяной пар, озон – оксид азота, стратосферный озон – тропосферный озон, воздействие температурных условий, солнечной активности, вулканизма (как дополнительного источника стратосферных аэрозолей) и таких антропогенных факторов, как ракеты, космические корабли и сверхзвуковая авиация (двуокись азота в выхлоп-

ных газах). Все эти переменные, несомненно, дают значительные периодические колебания мощности озонового слоя, на фоне которых воздействие ХФУ может оказаться второстепенным.

Содержание озона в тропосфере регулируется выбросами двуокиси азота, которая под действием ультрафиолетового света разлагается на химически активные окись азота и атомарный кислород, соединяющийся с молекулярным кислородом воздуха. Обратная реакция восстанавливает NO_2, однако в присутствии метана и других органических соединений происходит накопление озона (городской смог), который при концентрации больше 0,12 частей на миллион ослабляет иммунную систему и разрушает легочную ткань, нанося также ущерб фотосинтетическим тканям растений. В то же время тропосферный озон более эффективно защищает от ультрафиолетового облучения, чем стратосферный.

Нарушение равновесия между озоном и окисью азота в полярном вихре может указывать на интенсивное протекание гетерогенной реакции с участием этих газов в полярных облаках, тогда как повышение содержания окиси хлора может оказаться не причиной, а следствием разрушения озона.

Парадокс заключается в том, что антарктическая «озоновая дыра», привлекшая столь пристальное внимание к проблеме ХФУ, в действительности не может быть вызвана воздействием этих соединений в силу их незначительной концентрации и несоответствия модельных расчетов масштабу и скорости весеннего сокращения озона. Есть и другие «нестыковки» в объяснениях количественных характеристиках этого явления, связанные с колебаниями температуры от года к году.

В целом наблюдаемое в настоящее время сокращение озонового слоя, по-видимому, объясняется синергическим действием ряда факторов:

1) притоком обедненных озоном приземных воздушных масс к полюсам в связи с интенсивной вихревой циркуляцией атмосферы и тепловыми аномалиями в океане;

2) увеличением солнечной активности с пиком в 1989 г., который был вторым по интенсивности солнечных вспышек за последние 400 лет;

3) возросшей вулканической активностью – два взрывных извержения в низких широтах (Эль-Чичон, Пинатубо) в последние десятилетия XX века;

4) низкой температурой стратосферы, способствующей устойчивому развитию полярных облаков;

5) возросшими антропогенными выбросами окислов азота, двуокиси углерода, метана и ХФУ, накоплением озона в тропосфере (высотные полеты самолетов).

Таким образом, мы не можем рассчитывать на целиком управляемую модель озонового слоя. При этом нам еще предстоит выяснить относительный вклад управляемых и неуправляемых факторов.

6.3. Парниковый эффект

В 1992 г. была подписана международная Конвенция по климату и биоразнообразию. В ней была отражена озабоченность глобальными экологическими проблемами. Люди все более ощущают себя обитателями одной планеты, обязанными во имя будущего объединить усилия для решения стоящих перед ними насущных проблем. Прежде всего, необходимо понимание механизма происходящих в биосфере процессов, как естественных, так и антропогенных.

Проблема глобальных климатических изменений оказались в центре внимания в связи с ожидаемым потеплением, вызванным техногенными выбросами парниковых газов, в первую очередь CO_2.

Суть парникового эффекта заключается в следующем. Солнце имеет температуру поверхности около 5700 К и излучает энергию в большом диапазоне частот: инфракрасные лучи, видимые, ультрафиолетовые и более короткие. Из этого потока лучей лишь примерно 10 % поглощается в атмосфере, около 30 % отражается от облачного покрова, остальные рассеиваются в атмосфере и достигают земной поверхности. Поглощенная поверхностью Земли энергия приводит к ее нагреву, в результате чего поверхность в свою очередь сама начинает излучать. Тепловое излучение Земли соответствует инфракрасному диапазону; излучение именно этих частот и поглощается так называемыми парниковыми газами.

Таким образом, парниковый эффект – это разогревание нижних слоев атмосферы, возникающее в результате поглощения отраженного теплового излучения поверхности Земли молекулами углекислого газа, водяного пара, метана, хлорфторуглеводородов (ХФУ) и некоторых других газов. Относительный вклад в парниковый эффект этих веществ примерно таков: CO_2 – 60 %, CH_4 –15 %, N_2O– 5 %, O_3 – 8 %, ХФУ –12 %.

Хотя метан в расчете на моль дает гораздо больший парниковый эффект по сравнению с углекислым газом, последний более устойчив в атмосфере и выбрасывается в огромных количествах – около $8 \cdot 10^{12}$ кг ежегодно при сжигании угля, нефти, природного газа. Предполагается, что накопление CO_2 в атмосфере приведет к постепенному потеплению, которому будет сопутствовать таяние полярных льдов, подъем уровня Мирового океана, затопление густонаселенных приморских низменностей и целых островных государств, опустынивание, сокращение летних осадков в основных сельскохозяйственных районах от американского среднего запада до Средиземноморья и западной Австралии.

По мнению специалистов парниковый эффект уже дал потепление примерно на 0,5 °С с конца XIX в. В то же время следует отметить, что парниковый эффект существовал и в прошлом: с тех пор как в атмосфере Земли появились вода и углекислый газ. Именно благодаря нему температура на поверхности планеты достигла современного уровня. Без этого эффекта температура на Земле была бы на 40 °С ниже, и жизнь вряд ли была бы возможна, во всяком случае, в ее нынешнем виде. Беспокойство

ученых вызывает то, что сегодня идет быстрый рост содержания углекислого газа.

Для предотвращения пагубных последствий климатических изменений предполагается снизить выбросы двуокиси углерода, окислов азота и хлорфторуглеводородов на 60 %, метана – на 20 %.

Однако роль парникового эффекта в климатических процессах последних десятилетий далеко не бесспорна. Так, 40– 60-е годы прошлого века, первый этап массивных выбросов CO_2, ознаменовались заметным похолоданием. Резко возросшие техногенные выбросы 80-х годов, по сверхточным спутниковым измерениям не дали парникового эффекта.

Принимая эти факты во внимание, следует признать, что антропогенные выбросы углекислоты не способны объяснить в полной мере изменений климата, и поэтому парниковый эффект следует рассматривать как многофакторную модель.

Во-первых, не надо забывать, что в прошлом Земли бывали и потепления и похолодания климата. Были длительные эпохи, когда климат был субтропическим на очень больших пространствах, но были и ледниковые периоды, длившиеся тысячи лет. Понятно, что об антропогенной деятельности речь в этом случае не идет. На эти процессы действуют многие астрономические и тектонические факторы, которые здесь рассматриваться не будут.

В то же время роль углекислого газа в формировании климата действительно не последняя. В биосфере имеется много процессов, связанных с поглощением и выделением CO_2. Углекислота расходуется на разложение силикатных и карбонатных минералов земной коры, переводя их в растворимые гидрокарбонаты, которые постоянно выносятся в океан, где вновь превращаются в карбонаты и осаждаются на дне. Возврат углерода в атмосферу происходит в результате магматических и метаморфических процессов. Общее количество CO_2, выбрасываемое наземными и подводными вулканами оценивается в сотни миллионов тонн в год.

Около 830 миллиардов тонн углерода – втрое больше, чем в атмосфере, – концентрируется в тканях древесных растений и в гумусе. Увеличение концентрации углекислоты в атмосфере повышает продуктивность наземной растительности, за счет чего избыточная углекислота расходуется на фотосинтез. Это обстоятельство запускает и другие механизмы, влияющие на парниковый эффект. Так, если при этом повышается температура, то возрастает испарение влаги листьями растений, увеличивается влажность воздуха и соответственно поглощение тепла, излучаемого поверхностью Земли. Избыток углекислого газа инициирует рост травянистой растительности, что приводит к уменьшению альбедо по сравнению с обнаженной поверхностью. Активизируется разложение органических соединений (растительности) с выделением CO_2 в атмосферу. Существуют и другие процессы, связанные с поглощением и выделением углекислоты в атмосферу.

Океанический резервуар углерода в 80 раз превышает атмосферный. Растворенные органические соединения также разлагаются фотохимически с выделением летучих компонентов в атмосферу. Растворимость CO_2 уменьшается с возрастанием температуры. Сложные процессы кругооборота углекислоты связаны с взаимопроникновением теплых и холодных течений, с таянием пресных айсбергов. Громадные пространства полярных областей, покрытые льдом, отражают солнечное тепло обратно в космос.

Увеличение содержания водяного пара с потеплением, спровоцированным CO_2, может дать «сверхпарниковый эффект». Однако одновременное повышение конвективной активности атмосферы ведет к увеличению облачности. Дополнительные эффекты облачности – увеличение испарения с листьев растительности и скорости ветра, срывающего с поверхности океана частицы соли, которые служат ядрами конденсации водяного пара. В свою очередь, повышенная облачность связана с ростом альбедо атмосферы, что может компенсировать парниковый эффект. Есть и другие процессы, происходящие как в атмосфере, так и в океане, которые не поддаются точному расчету, но несомненно оказывают влияние на концентрацию CO_2 в атмосфере независимо от антропогенной деятельности.

В последнее время обнаружена несомненная связь между содержанием CO_2 в атмосфере и Эль-Ниньо – распространением аномально теплых поверхностных вод в Тихом океане, происходящим с периодичностью в 4–5 лет и вызывающим аномальные климатические явления (теплые зимы на Аляске, засухи в Африке) практически по всему земному шару. Причем, масштабы изменения содержания углекислого газа в атмосфере многократно превышают воздействие человека. В свою очередь, явление Эль-Ниньо связано с короткопериодическими изменениями скорости вращения Земли в результате гравитационных воздействий других небесных тел, которые служат пусковым механизмом волновых процессов в земных оболочках, включая Мировой океан и биосферу.

В настоящее время ряд исследователей показали, что океаническая циркуляция является основным регулятором содержания углекислого газа в атмосфере. Становится очевидным, что увеличение концентрации CO_2 (включая техногенный источник) объясняется потеплением, а не наоборот, хотя парниковый эффект по принципу положительной обратной связи форсирует повышение температуры. Данные, полученные исследователями, не только вносят существенные коррективы в традиционные представления о роли океана в регуляции газового состава и поддержании теплового баланса, но и приближают нас к общему пониманию климатических колебаний. Несмотря на все вышесказанное, не следует пренебрегать воздействием деятельности человека на биосферу, тем более что при этом в атмосферу, гидросферу и литосферу выбрасывается колоссальное количество загрязняющих веществ, не присущих природной окружающей среде, и которые способны нарушить равновесие в природе.

7. КЛИМАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО ЗЕМЛИ

Вопрос об изменениях и колебаниях климата имеет чрезвычайно большое значение для понимания развития климатов в геологическом и историческом прошлом, а также для прогноза их в будущем. Эти сведения могут быть полезны при поисках ископаемых и сырьевых ресурсов Земли. Они важны для совершенствования долгосрочных предсказаний метеорологического режима. Изучение климатов Прошлого весьма затруднено и требует участия специалистов геологов, палеоботаников, зоологов и других наук.

Прежде всего, необходимо уточнить, что значит «изменение и колебание климата».

Как уже говорилось, метеорологический режим любого района земного шара в разные годы подвержен изменчивости. Так, страны Южной Европы, зимы которых теплые и влажные, в отдельные годы страдают от снегопадов и морозов. В летописях отмечалось, что Черное море не раз замерзало, а в 859 г. замерзло Адриатическое море, и в Венецию можно было ходить по льду. То же самое произошло и в 1709 г. - через 850 лет!

Еще большая изменчивость метеорологического режима свойственна районам, расположенным в более высоких широтах. Средняя многолетняя температура января в Ленинграде составляет -8 °С. В то же время в 1814 г. средняя температура января была -21 °С, а в 1866 г. она поднялась до -1,6 °С. Очень теплым оказался декабрь 1960 г. на всей Русской равнине: средняя температура в Москве достигла -0,2 °С.

Подобные колебания характерны не только для термического режима, но и для других метеорологических показателей, в частности для осадков, с чем связано чередование засушливых и влажных лет.

Рассмотренные примеры изменчивости метеорологического режима присущи климату, составляют его содержание. Они не дают оснований для заключения о тенденции развития климата.

Под изменением климата понимают направленные устойчивые процессы, в ходе которых происходит закономерное во времени изменение метеорологического режима, например длительное повышение или понижение температуры в каком-либо в определенном регионе, и соответствующее изменение других метеорологических элементов. Такое направленное изменение возможно при изменении климатообразующих факторов. Какие же факторы могут влиять так существенно на климат? Изменение может быть связано с увеличением или уменьшением количества тепла, поступающего с Солнца на земную поверхность, с изменением характера этой поверхности, включая соотношение между сушей и морем, альбедо, орографию, и, наконец, с изменениями поглощательной способности земной атмосферы в результате различного содержания в атмосфере углекислоты, водяного пара, озона, обусловливающих температурный эффект. Все эти причины в силу взаимосвязанности явлений природы могут вы-

звать более или менее выраженные нарушения прихода-расхода радиации, атмосферной циркуляции и влагообмена, баланса тепла и влаги на Земле.

Реально ли подобное изменение климатологических факторов? Если рассматривать периоды времени, измеряемые геологическими эпохами, то можно утверждать, что как земные, так и астрономические причины изменения климата имели место. Об этом говорят многочисленные факты исторической геологии, палеоботаники, зоологии и других наук.

Понятие «изменение климата» с полным основанием можно применить в том случае, когда говорится о больших промежутках времени, порядка геологических эпох. На сравнительно небольших отрезках времени часто нет возможности установить определенную направленность в изменении метеорологических элементов. В таких случаях чаще применяют понятие «колебание климата». Такой термин употребляют тогда, когда речь идет об изменениях климата, не имеющих направленного, прогрессивного характера.

7.1. Палеоклиматология

Изучением изменений и колебаний климата занимается наука, которая называется палеоклиматология. Она пытается не только восстановить, но и объяснить последовательность смены климатов на всем протяжении истории Земли.

Известно, что наша планета существует примерно 4,7 миллиарда лет, поэтому понятно, что за климатом в те древние времена наблюдать было просто некому. Инструментальные метеорологические наблюдения ведутся всего 150–200 лет. Кстати, обсерватория в Екатеринбурге – одна из старейших в стране. Спутниковые наблюдения имеют еще меньшую историю.

Понятно, что проследить за историей климата Земли по огромному количеству показателей можно не для всей климатической системы, а только для отдельных ее компонентов и в основном с использованием косвенных методов и косвенных признаков.

В работе по реконструкции климата приходится опираться на отдельные сведения по литературным источникам, летописям, а климат доисторических эпох приходится реконструировать по археологическим данным, в том числе по макро- и микроостаткам растений, по пыльце и спорам, по остаткам живых существ, по почвам, древним отложениям на суше и морском дне.

Эти отложения – показатели геологических процессов: они свидетельствуют о выветривании и накоплениях осадков, отражают различные природные процессы.

Использование косвенных признаков для изучения изменения климатов прошлого основано на предположении, что связи между климатом и другими природными явлениями с течением времени не только сохраняются, но и остаются такими же, как и в настоящее время. Это, хотя и не-

бесспорное, допущение вооружает палеоклиматологию множеством явлений и процессов, зависящих от климатов. Тем самым частично облегчается задача по восстановлению наиболее общих климатических условий прошлого.

В самое последнее время широко используются геохимические, главным образом изотопные методы анализа, позволяющие количественно интерпретировать некоторые характеристики климата. Например, соотношение между изотопами ^{18}O и ^{16}O в карбонатных отложениях зависит от температуры вод, в которых образовались отложения. Остатки ископаемых видов растений и животных подвергаются статистической обработке и сравниваются с современным распределением флоры и фауны в различных климатических зонах и областях. Это сравнение и дает право сделать заключение о климатических условиях тех времен, к которым относятся органические остатки. Поэтому достоверность восстановленных климатов зависит не только от надежности тех или иных косвенных признаков климата, но и от наших знаний современных климатов Земли. Чтобы отношение тех или иных признаков отложений к определенному климату не казалось чем-то загадочным, приведем некоторые примеры.

7.2. Признаки теплых климатов

Известно, что для образования соляных отложений требуется интенсивное испарение. Этот процесс энергично протекает в аридных областях, характеризующихся большой сухостью и высокими температурами воздуха. Например, в настоящее время в Северной Америке солеобразование наблюдается в тех областях, где испаряемость в 2,5–3 раза превышает атмосферные осадки, а средняя температура держится на уровне 19–20 °С (зимой не ниже +10 °С). Таким образом, ископаемые толщи соли могут служить индикаторами существовавшего во время их образования климата с высокой температурой, малой влажностью и небольшим количеством осадков.

Известно, что в настоящее время идет процесс выветривания (разрушения) алюмосиликатов. Например, полевой шпат ($KAlO_2 \cdot 3SiO_2$) в условиях теплого влажного климата, взаимодействуя с водой и CO_2, превращается в каолин, белую глину - Al_2O_3 с различными включениями (SiO_2, K_2CO_3, $CaCO_3$). В связи с этим можно сделать вывод, что если в слоях пород имеются залегания каолина, то это указывает на существование в древности жаркого влажного климата.

К числу ботанических признаков теплых и влажных климатов можно отнести специфические черты ископаемой флоры: богатство видового состава, огромные размеры деревьев и листьев, отсутствие годичных колец.

К признакам теплых климатов относится и наличие в осадочных породах мелких частиц окиси железа (Fe_2O_3), придающих породам красный цвет – красноземы. Типичные красноземы встречаются в настоящее время только в теплых климатах – в тропических саваннах и субтропиках.

Весьма важным признаком теплых климатов являются мощные толщи морских известняков – кальцита ($CaCO_3$) и доломита ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$). Известняки, как правило, образуются за счет накопления органических остатков многочисленных морских микроорганизмов. Этот процесс в теплых мелководных морях одновременно сопровождается химическим осаждением карбоната кальция. Известно, что в чистой воде $CaCO_3$ практически нерастворим и выпадает в осадок (мел). Но если в воде содержится углекислый газ CO_2, $CaCO_3$ растворяется:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca(HCO_3)_2$$

Чем больше CO_2 содержится в воде, тем выше растворимость осадков. А растворимость CO_2, как и любого газа, зависит от температуры. Чем выше температура, тем ниже растворимость CO_2, тем больше $CaCO_3$ выпадает в осадок.

Напротив, холодные моря, богатые углекислотой, способны переводить $CaCO_3$ в растворенное состояние за счет приведенной реакции. Поэтому осадки, отлагающиеся на дне этих морей, обычно бедны карбонатами или совсем их лишены. По толщине известняковых слоев можно судить о климате того времени, когда формировались эти осадки.

Существуют и другие признаки, свидетельствующие о теплом климате, например изобилие видов как флоры, так и фауны. Например, в индонезийских морях известно около 40 000 видов морских животных, в средиземном море их обитает уже около 8 000, а в северных морях – всего лишь около 1 500 видов.

В Европе насчитывается 64 вида пресмыкающихся, во внутренней Индии – 221, а на Шри-Ланке и в Бирме – свыше 500 видов. Таким образом, богатство ископаемых видов пресмыкающихся и их гигантские размеры служат признаком теплых климатов.

7.3. Признаки холодных климатов

В холодных климатах химическое выветривание имеет слабое развитие. Преобладающая роль принадлежит физическому выветриванию. Оно заключается в разрушении горных пород под действием температурных колебаний, в особенности при замерзании воды в трещинах. Поэтому для отложений холодных климатов характерны массы обломочного материала, содержащего легко выветриваемые материалы (полевой шпат, роговая обманка и др.).

Весьма важным показателем холодного климата являются оледенения и связанные с ними весьма характерные отложения и своеобразные формы ландшафта. Достоверность древних материковых оледенений доказывается встречающимися иногда ископаемыми льдами, а чаще морскими отложениями. Изучение современного оледенения показывает, что ледник в процессе своего поступательного движения переносит на большие расстояния огромное количество камней и других материалов.

«Работа» ледников четвертичного периода видна на огромных пространствах суши. Ископаемые морские отложения найдены во многих местах земного шара в умеренных и даже тропических широтах и свидетельствуют о холодном климате этих мест в соответствующее время.

На чередование теплых и холодных климатов указывает наличие террас на морских берегах. При оледенении часть воды превращалась в ледники и уровень океана понижался, при потеплении этот уровень вновь повышался за счет таяния льдов. На уровне моря прибой разрушал берега, о чем и говорят террасы.

Весьма ценные данные о суровости климата дает флора и фауна, отличающиеся бедностью видового состава в этом климате.

Характерной группой растительности в холодных климатах являются хвойные. В областях с холодной зимой и относительно холодным летом произрастают лишь ползучие ивы, карликовые березы и мхи. Южная граница тундры в настоящее время во многих местах на континентах хорошо совпадает с положением изотермы самого теплого месяца года +10 °С. Отсюда следует, что ископаемые высокоствольные деревья, их различные остатки и пыльца, найденные в тундре, указывают на то, что в соответствующую эпоху район этих находок имел температуру хотя бы одного месяца года больше +10 °С.

Важное значение для характеристики климата имеют годичные кольца деревьев. Они наиболее характерны для древесной растительности умеренного пояса с зимним перерывом ее роста и для мест с ярко выраженным засушливым периодом года (саванны). В жарком и влажном климате в результате отсутствия сезонности деревья растут в течение всего года и потому годичных колец не имеют. Едва различимы годичные кольца у полярных деревьев, что объясняется крайне медленным их развитием из-за суровости климата.

Довольно часто встречаются в отложениях холодных климатов ныне вымершие млекопитающие – мамонт и волосатый носорог (Сибирь, Украина). В то же время надо иметь в виду большую приспособляемость животных к климатическим условиям. Например, современные сородичи мамонтов и носорога прекрасно чувствуют себя в условиях жаркого климата. Следует учитывать и возможность миграции животных на большие расстояния. Отсюда следует, что единичная находка северного животного в ископаемых отложениях еще не может служить достоверным признаком холодного климата.

7.4. Признаки сухих климатов

Один из важнейших признаков аридного климата – это, как уже говорилось, отложение солей (каменной, калийной, гипса). Было установлено: соляные пояса от одной геологической эпохи к другой изменили свое положение, а следовательно, изменилось расположение аридных климатов. В раннем палеозое отложение солей происходило главным образом в вы-

соких широтах Северного полушария. Позже пояс соленакопления смещался к югу и уже в пермский период находился в средних широтах; еще позднее – в конце Юрского периода – он приблизился к положению современного солеобразования.

К ландшафтам сухих климатов относятся степи и пустыни. В этих пустынях преобладает физическое выветривание, вызванное колебаниями температуры и деятельностью ветра. С первым связано образование трещин в скальных породах и превращение в массу обломочного материала. Ветер производит дальнейшую работу: измельчает и шлифует обломки, постепенно превращает их в песок, который переносит на большие расстояния и откладывает в виде высоких дюн.

Для аридных областей характерно небольшое количество видов растительности: распространены ксерофиты с сильно уменьшенной поверхностью листьев, иногда имеющих волосяной покров и другие особенности, уменьшающие испарение.

Еще беднее животный мир пустынь.

7.5. Признаки влажных климатов

Влажные климаты оставляют после себя следующие признаки:

- интенсивное химическое выветривание;
- каолин и красный железняк (во влажном и теплом климате);
- залежи торфа и каменного угля, торфяные болота в северном полушарии встречаются, как правило, в районах часто холодных, но с избыточным увлажнением;
- следы эрозионных процессов: широко разветвленная речная сеть в современных пустынях, древние, теперь высохшие озера с хорошо выраженными террасами.

В настоящее время установлено, что в плейстоцене Сахара отличалась обилием осадков и полноводными многочисленными реками и была (не менее 600 000 лет назад) плодородным цветущим плато.

Таким образом, можно сказать, что горные породы являются памятниками прошлых событий, отражающими не только геологические эпохи, но и менее глобальные события. Оказалось, что песок, образованный при разрушении (выветривании) горных пород отличается по составу от песков, намытых водой.

Каждое извержение вулкана дает огромное количество минерального материала. Вулканический пепел, уплотняясь и слеживаясь, превращается в вулканический туф; лавы, застывая, образуют различные вулканические горные породы: базальт, обсидиан и др.

Иногда в пустынях встречаются глыбы сплавленного песка. Это свидетельства ударов молний; значит, когда-то здесь был влажный тропический климат.

7.6. Определение возраста осадочных пород

Учитывая, что осадочные породы накапливаются послойно, нетрудно определить, какие из них имеют бóльший возраст, а какие – моложе, однако задача состоит в том, чтобы определить, каков же абсолютный возраст пород, формирующих тот или иной слой.

В этом случае применяют изотопные методы. В природе существуют как устойчивые, так и радиоактивные изотопы. Радиоактивные изотопы имеют многие элементы, например уран, радий, торий, калий, рубидий, углерод и др. Доля их в общей массе различна, периоды их полураспада могут колебаться в очень широких пределах, иначе говоря, распадаются они с различной, строго определенной скоростью. Законы распада исходных элементов и «дочерних» изотопов хорошо известны. На основе интенсивности и типа излучений можно определить возраст пород, находящихся в изучаемом слое. Так, по соотношению аргона и калия или свинца и урана можно определить их абсолютный геологический возраст, т.е. число лет, прошедших с момента образования минерала до наших дней.

С помощью «радиоуглеродного» метода можно определить возраст некогда живых остатков флоры и фауны.

Суть этого метода заключается в следующем: под действием космических лучей в атмосфере ^{14}N превращается в ^{14}C, которого на Земле практически нет. Дело в том, что период его полураспада составляет всего 5 500 лет. Радиоуглерод без постоянного пополнения исчез бы полностью через 50 000 лет. Но он вечно возобновляется, существует равновесная концентрация, которая неизменно поддерживается. Радиоуглерод усваивается живыми организмами, растениями в той же пропорции (по отношению к стабильному изотопу), что и в окружающем мире. Пока организм живет, обменивается с природой, эта концентрация сохраняется. После гибели организма его пополнение изотопом ^{14}C прекращается, содержание радиоуглерода постепенно снижается, причем с определенной скоростью. По интенсивности β-излучения замеряют концентрацию ^{14}C, следовательно, возраст органических остатков.

Из-за малого периода распада углеродным методом можно определить возраст остатков не старше 20 000 – 30 000 лет. Содержание ^{14}C в современных образцах составляет ~ 1,5 микрограмма в 1 тонне.

7.7. Краткие сведения о древних климатах Земли

Всю геологическую историю Земли принято делить на эры и периоды. Длительность этих отрезков времени связана с изменениями условий на планете, главным образом климатических. В табл. 2 приводится принятая классификация климатов Земли.

Таблица 2

Древние климаты

Геологическое время	Ископаемые свидетельства	Характер климата
1	2	3
Докембрийский период, 4,7 – 0,57 млрд. лет тому назад – древнейший период	Толщи известняков и доломитов, первые красноцветные толщи. Орга-нических остатков мало из-за слабого развития органической жизни, а также из-за сильной метаморфизации пород	Возникла неоднородность в географическом распределении климатических условий – сочетание жарких и относительно холодных, влажных и сухих областей
Палеозойская эра		
Кембрийский период, 570 млн. лет тому назад	Широкое распространение известняков и доломитов, красноцветные песчаники и сланцы. Отложения каменной соли и гипсов	Совокупность теплых и влажных, а также жарких и сухих климатических областей
Ордовикский период, 450 млн. лет тому назад	Толщи известняков, доломиты; красноцветы; остатки теплолюбивой фауны и морских водорослей	Климат продолжает оставаться жарким с небольшими термическими различиями и значительными контрастами увлажнения
Силурийский период 440 млн. лет тому назад	Мощные толщи органогенных и хемогенных известняков; доломиты. В отложениях много остатков растений и разнообразных видов морской и пресноводной фауны	Большие пространства занимали теплые и влажные области, но вместе с тем имелись районы с сухим климатом. Благоприятные условия способствовали широкому распространению и многообразию животного и растительного мира

Продолжение табл. 2

1	2	3
Девонский период, 400 – 350 млн. лет тому назад	Резкое увеличение площади суши в первой половине и увеличение океанической во второй половине девона. Ка-менная соль, гипс, мощные слои красного песчаника; известняки, доломиты; промышленные залежи каменного угля (Китай, Шпицберген) с остатками теплолюбивой флоры и растительности умерен-ного климата. Вместе с тем имеются валунные ледниковые отложения	Резкое усиление континентальности и засушливости климата на крупных материках на стыке силура и девона. Аридизации подверглись огромные пространства Земли. К кон-цу девона климат стал мягче, усилились черты океаничности. Разно-образие климатических условий в начале периода постепенно завершилось сглаживанием климата
Каменноугольный период 350 – 285 млн. лет тому назад	Крупнейшие залежи каменного угля в низких и высоких широтах с многочисленными остатками растительности. Местами хорошо видна сезонная слоистость. В морских отложениях – известняки с включениями гипса	Термические контрасты невелики. Влажные и теплые области занимали обширные пространства Земного шара. Между ними – узкая локализованная засушливая зона. В конце периода большие пространства суши были охвачены оледенением
Пермский период, 280 – 230 млн. лет тому назад	Образование крупных горных систем, резкое увеличение площади суши. Красноцветные породы. В морских отложениях – известняки, доломиты, гипс, соли. Каменноугольные слои, но меньшей мощности	Общее усиление засушливости климата. Вместе с тем имеются многочисленные признаки климатической зональности, подобной предыдущему периоду

Продолжение табл. 2

1	2	3
Мезозойская эра		
Триасовый период, 230 млн. лет тому назад	Эоловые отложения красных и пестрых песчаников с редкими остатками растительности. В лагунах – каменная соль и гипс. Внутри материков – пересыхающие моря. Локальные залежи каменного угля	Дальнейшее усиление засушливости и континентальности климата. Влажные области существуют, но уменьшаются в своих размерах. Расширяется зона умеренного климата
Юрский период, 190 млн. лет тому назад	Во многих местах Земного шара найдены морские отложения с включением диатомовых водорослей в полярных бассейнах, известняков и кораллов в теплых морях. Многочисленные месторождеия каменного угля от Арктики до Австралии с остатками тропической растительности, флоры умеренного и относительно холодного, но влажного климата	Резкое увеличение океаничности климата. Преобладает влажный климат с несколько сглаженными, но вполне заметными различиями. Температура тропических широт близка к современной, но в умеренных и особенно в полярных областях она существенно выше значений, чем в настоящее время и благоприятствовала бурному развитию органической жизни
Меловой период, 135 млн. лет тому назад	Многочисленные угленосные отложения по всему земному шару с большим количеством органических остатков, в том числе гигантских пресмыкающихся. Морские отложения – карбонатные породы, что свидетельствует о теплых водах морских бассейнов. Признаков оледенения не обнаружено	Климатическая зональность выражена в отложениях на всем пространстве от Гренландии до Антарктиды. Расширены зоны теплого влажного климата и распространение умеренного климата в полярные области

Продолжение табл. 2

1	2	3
Кайнозойская эра		
Третичный период: Палеоцен – 66 – 23 млн. лет тому назад;	В угленосных толщах многочисленные остатки тропической, умеренной и полярной растительности. На континентах местами признаки резкой засушливости; соленосные и гипсоносные отложения. Граница теплолюбивой флоры достигла 60° с. ш. Менее теплолюбивая флора проникла в субполярные и полярные области	Преобладает теплый и полярный климат с небольшими пространственными температурными различиями. Северная граница субтропиков 55-60° с. ш. В тропической зоне наряду с влажными климатами распространение получили аридные климатические условия
Третичный период: Неоген – 23 – 2 млн. лет тому назад	Образование и усложнение горных систем. Увеличение площади суши и широкое отступление моря. Зона теплолюбивой флоры сокращается. Расширяются пространства с признаками засушливого климата	Прогрессивное похолодание и резкое усиление континентальности климата. Увеличение пространственных и межсезонных климатических контрастов, расширение ареала засушливых климатов
Четвертичный период: Плейстоцен 2 – 0,5 млн. лет тому назад;	Следы обширного материкового оледенения в высоких и умеренных широтах, вызвавшего миграцию животных и растений в обоих полушариях. Отложения имеют несколько горизонтов, что свидетельствует о неоднократных колебаниях климата. На территороии аридных областей в ледниковое время выпадало много осадков	Ледниковый период имел более холодные (ледниковые) и менее холодные (межледниковые эпохи). В межледниковое время имели место значительные потепления с повышением температуры до современных и временами более высоких значений

Окончание табл. 2

1	2	3
Четвертичный период: Голоцен –- 0,5 млн. лет тому назад – по наше время	Отступление льдов из умеренных широт в полярные области. Неоднократная смена растительности менее теплолюбивой на более теплолюбивую и менее сухолюбивую	Общее устойчивое потепление климата в умеренных и высоких широтах при значительных колебаниях температуры и увлажнения

По нынешним представлениям последняя ледниковая эпоха на Земле была примерно 650 млн. лет назад. После нее климат на Земле тоже не был постоянным. Отметим только в общих чертах, что за это время в течение различных геологических эпох наблюдались теплый каменноугольный период в палеозое - около 300 млн. лет назад; холодный в мезозое около 200 млн. лет назад и теплый в третичном периоде около 70 млн. лет назад. Наиболее надежные косвенные данные о климате Земли имеются за последние 2 млн. лет (четвертичный период).

7.8. Климат четвертичного периода

Характерной чертой четвертичного периода является формирование биосферы, т.е. тонкой воздушной, водной и твердой оболочек земного шара. Биосфера образовывалась в течение миллионов лет из безжизненной геосферы, развивавшейся несколько миллиардов лет.

Последние 1,5 – 2 млн. лет характеризовались чередованием длительных ледниковых периодов, средней продолжительностью в пределах 70 – 120 тыс. лет, с более короткими межледниковыми периодами длительностью 15 – 20 тыс. лет. Предпоследний теплый межледниковый период отмечался 75 –120 тыс. лет назад. История цивилизации приходится на последний межледниковый период, начавшийся 10 – 15 тыс. лет назад, в конце которого мы в настоящее время живем. Этот период получил название голоцена.

Согласно палеоклиматическим данным, в течение последних 2 млн. лет средняя температура Земли была близка к нынешней, т.е. порядка 15 °С, и колебалась в пределах ±5–10 °С при переходе от ледниковых к межледниковым периодам.

Есть основания полагать, что даже в межледниковые периоды Северный Ледовитый океан никогда не был полностью свободен ото льда. А Антарктический континент всегда был покрыт ледовым панцирем.

Наиболее полно вопросы колебания климата в четвертичном периоде были исследованы при осуществлении американской программы Climap

(картирование климата). Были восстановлены ландшафты, температура поверхности воды, орография за последние 450 тыс. лет. При этом использовались самые разнообразные физические и химические методы анализа.

В результате этого анализа были установлены три периодичности колебаний климата:

- период в 100 тыс. лет связан с практически таким же периодом колебаний эксцентриситета земной орбиты (отношение фокального расстояния от Солнца до Земли к длине главной оси земной орбиты);
- периодичность приблизительно в 40 – 43 тыс. лет связана с периодическими изменениями угла наклона плоскости экватора к плоскости орбиты Земли;
- третий период, порядка 19 – 23 тыс. лет связан с прецессией земной орбиты.

Таким образом, колебания ледниковых – межледниковых периодов в эпоху плейстоцена в значительной мере были обусловлены изменениями приходящей на Землю солнечной радиации в результате колебаний параметров земной орбиты.

Исходя из данных последнего времени, многие исследователи высказывают опасения, что в будущем возможно наступление очередного ледникового периода. С другой стороны, периоды похолодания и потепления, которые можно ожидать, должны иметь характер типичный для голоцена, т.е. жизнь на Земле не должна прекратиться.

Известно, что за последние 10 000 лет климат Земли периодически менялся. Так, после окончания последнего оледенения началось быстрое потепление климата. Примерно 7 – 8 тыс. лет назад климат был теплее, а умеренные теплые и субтропические пояса влажнее: это привело к развитию культуры Северной Африки, Среднего Востока и долины Инда. Скотоводство, охота и земледелие развивались в местах, которые были когда-то пустынями и засушливы теперь.

Около 4 тыс. лет назад в Северном полушарии началось похолодание. Климат высоких широт стал более суровым, многие субтропические области превратились в пустыни. Это привело к исчезновению многих культур, в частности, в Сахаре, Аравии, Раджастане, в долине Инда. Ряд цивилизаций переместились на возвышенности и в долины рек Тигра, Евфрата и др. В последнее тысячелетие климат стал более или менее устойчивым, но в VIII – XII вв. отмечалось потепление, в XIV - XIX вв. – похолодание, а в начале XX в. климат снова потеплел.

Несмотря на то, что предсказываемое наступление ледникового периода должно иметь среднестатистический характер, климатические изменения катастрофически должны повлиять на все стороны хозяйственной деятельности и на самого человека. Достаточно сказать, что среднему похолоданию на 1 °С соответствует сокращение вегетационного периода на 2 недели.

Как влияли изменения климата на жизнь человека? Как уже отмечалось, в VIII - XIV вв. наблюдалось потепление климата. В это время ледовые условия в Северной Атлантике были благоприятны для плавания. Древние викинги на своих легких суденышках плавали к Гренландии и основали там европейские поселения, в которых развивались земледелие, скотоводство, рыболовство. Установились контакты с Северной Америкой. При потеплении усилилось западное экваториальное течение, меньше штормило в тропиках. Все это благоприятствовало плаваниям полинезийцев в экваториальной зоне и обмену культуры народов.

Хотя и в этот период наблюдались климатические экстремумы: засухи, наводнения, тайфуны, все же в целом эти экстремальные явления в это время встречались реже, чем в холодные эпохи. При переходе к малому ледниковому периоду и во время его, особенно в 1500 - 1850 гг., резко повысилась циклоническая деятельность и участились штормы, наводнения, засухи.

Как видим, на фоне климатических тенденций во все эпохи наблюдалась различная для разных районов изменчивость климата.

Выраженные изменения климата сопровождались заметными переменами: при потеплении субарктические леса сместились к северу примерно на 300 км севернее их нынешней полярной границы. На несколько сотен километров отступила к северу вечная мерзлота в Восточной Сибири и Северной Америке. Климат в целом был более влажным. Уровень озера Чад на 40 м превышал современный, а само озеро достигало размеров Каспийского моря.

Переход к малому ледниковому периоду наметился в период 1350 – 1450 гг. Резко снизилась средняя температура, примерно на 1,3 – 1,4 °С. Человек, наверное, и не заметил бы это изменение, учитывая, что день ото дня колебания бывают и более значительными. Однако линии деревьев в горах Центральной Европы опустились на 200 м, длина вегетационного периода роста растений сократилась на 3 недели.

Полярные льды сковали побережье Гренландии и Исландии. В результате европейские поселения в Гренландии оказались отрезанными от Европы. Океаническая поверхность была на 0,5 °С холоднее чем теперь. Сильно возросла неустойчивость атмосферных процессов, активизировалась циклоническая деятельность, участились наводнения. В Альпах вновь развились горные ледники. В некоторых провинциях Китая после сильных морозов 1654 – 1676 гг. почти полностью вымерзли апельсиновые деревья.

В горах Европы оледенение достигло максимума к 1600 г. Вторичный максимум наблюдался около 1820 г., после интенсивного похолодания 1812 – 1817 гг. На Американском континенте этот период проявился в частых засухах в районе Панамского перешейка.

Мы видим, что изменения климата действительно глобальны. При этом следует иметь в виду, что на значительных территориях проявляются и региональные особенности. Так, в России в периоды похолоданий, в це-

лом согласующиеся с общеевропейской картой, были и «свои» экстремальные события: засухи, наводнения, возврат холодов в летнее время и др.

Что можно сказать о современном климате? Современным считают климат после теплого периода 1930 - 1940 гг. Анализируя данные, полученные со всего земного шара, можно сказать следующее:

В настоящее время наблюдается тенденция похолодания климата в Северном полушарии, которая характеризуется средним понижением температуры воздуха и воды на 0,1 - 0,2 °С за 10 лет и увеличением количества льда и снега. Судя по всему, это похолодание является не признаком перехода к новой ледниковой эпохе, а климатической флюктуацией, аналогичной прошлым. Лето 1995 г., похоже, тоже подтверждает это мнение. В Южном полушарии отмечается потепление климата.

Повторяемость необычных условий погоды и климатических аномалий возрастает. Подобное происходило и ранее, в частности, при переходе от малого климатического оптимума к малому ледниковому периоду, поэтому говорить об исключительности этих явлений нельзя. Тем не менее последствия таких климатических аномалий довольно ощутимы: смытые посевы, размытые дороги, гибель людей.

Повышенная изменчивость осадков проявляется всюду, но наиболее ощутима в аридных зонах или к ним прилегающим, где сельское хозяйство сильно страдает от засух.

7.9. Погода на Урале

Летом 2004 г. на Урале стояла продолжительная жара, не снижающаяся две недели. Обычно для уральского лета больше характерны частые перепады от жары к умеренно теплой погоде. Метеослужба и ранее фиксировала аномально жаркие лета: в 1931,1984, 1988 и 1989 гг., когда средняя температура превышала норму на 2–4 °С. Таким образом, тенденцию к потеплению можно проследить довольно уверенно. Но будет ли эта тенденция развиваться и далее или пойдет обратный процесс?

Потепление климата, о котором сейчас много говорят, может иметь серьезные последствия для человечества. В последние несколько лет российские синоптики наблюдают устойчивую аномалию циркуляции в атмосфере. Обычно теплый воздух равномерно движется по России с запада на восток, но в последнее время он идет волнами, амплитуда которых все увеличивается. Образовался устойчивый летний «гребень»: антициклон над Уралом и циклон над Московской областью. Из-за этого одновременно наблюдаются сухая и жаркая погода у нас и влажная прохладная – в Москве. Периодически этот «гребень» смещается то на восток, то на запад, и Урал оказывается как бы на стыке разных потоков. От этого у нас то и дело резко меняется погода, вызывая катаклизмы типа обильных дождей и шквалистого ветра.

Ученые всего мира обсуждают две версии, отчего происходит глобальное потепление: от деятельности человека или это просто естественные вековые колебания. Ни одна из версий пока не получили подтверждения. Поэтому будут ли на Урале расти тропические растения, предсказать сейчас невозможно. Летом 2004 г. задержавшийся над Уралом антициклон ухудшил экологическую ситуацию в регионе. Выбросы промышленных предприятий, вместо того, чтобы рассеиваться в атмосфере, скапливались под «куполом» антициклона. В результате над крупными городами часто можно было видеть смог. Местные синоптики не берутся предсказывать, что будет с уральской погодой через несколько лет.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Метеорология / И.И. Гуральник [и др.]. Л.: Гидрометиздат, 1982. 440 с.
2. Хромов С.П. Метеорология и климатология: учебник / С.П.Хромов, М.А. Петросянц. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1994. 520 с.
3. Брейль П. Популярная океанография : пер. с англ. / П. Брейль. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 500 с.
4. Энциклопедия для детей. Т.3. География. 3-е изд., испр. / глав. ред. М.Д. Аксёнова. М.: Аванта, 2003. 704 с.
5. Погосян Х.П. Атмосфера Земли / Х.П. Погосян, З.Л. Туркетти. М.: Просвещение, 1970. 320 с.
6. Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы / пер. с англ. под ред. Б. Болина, Д.Р. Деаса и др. Л.: Б.и., 1989.
7. Алисов Б.П. Климатология / Б.П. Алисов, Б.В. Полтараус. М.: Изд-во МГУ, 1994. 520 с.
8. Баранов А.М. Авиационная метеорология/ А.М. Баранов, С.В. Солонин Л.: Б.и., 1975.
9. Бекряев В.И. Практикум по физическим основам воздействия на атмосферные процессы / В.И. Бекряев. Л.: Изд-во ЛПИ, 1990. 146 с.
10. Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов / Э.Ю. Безуглая. Б.м.: Б.и., 1980.
11. Красилов В.А. Охрана природы: принципы, проблемы, приоритеты/ В.А. Красилов. Казань: Газетно-журнальное изд-во, 1992. 172 с.
12. Бретшнайдер Б. Охрана воздушного бассейна от загрязнений: технология и контроль/ Б. Бретшнайдер, И. Курфюрст; пер. с англ. под ред. А.Ф.Туболкина. Л.: Химия,1989. 288 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ ……...……...3
1. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ…….…...…..15
1.1. СОСТАВ ВОЗДУХА……15
1.2. ВОДЯНОЙ ПАР В ВОЗДУХЕ….....15
1.3. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ВОЗДУХА С ВЫСОТОЙ……...16
1.4. СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ……17
1.5. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ПЛОТНОСТЬ ВОЗДУХА……..23
2. РАДИАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ…….…….27
2.1. РАДИАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА……..……..27
2.2. ПРЯМАЯ РАДИАЦИЯ ……..…….30
2.3. РАССЕЯННАЯ РАДИАЦИЯ…….…….31
2.4. АЛЬБЕДО ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ…….31
2.5. ЭФФЕКТИВНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ……32
2.6. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС……33
2.7. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС…….34
2.8. СРЕДНИЕ ГОДОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ЗАТРАТ НА ИСПАРЕНИЕ НАД СУШЕЙ И ОКЕАНОМ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ……..37
2.9. ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОВЕРХНОСТЬ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРО ВАНИИ КЛИМАТА…….……...40
2.10. ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ, ВЛИЯЮЩИЕ НА КЛИМАТ…….……41
2.11. СТРАТИФИКАЦИЯ…….....42
2.12. ИНВЕРСИИ В ТРОПОСФЕРЕ…….……..…..47
3. ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ……51
3.1. БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ……..51
3.2. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ НА УРОВНЕ МОРЯ…….52
3.3. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВОЗДУШНЫХ МАСС…….…56
3.4. ВЛИЯНИЕ ПРЕПЯТСТВИЙ НА ВЕТЕР……...57
3.5. УСКОРЕНИЕ ВОЗДУХА……60
3.6. ОТКЛОНЯЮЩАЯ СИЛА ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ…….61
3.7. ГЕОСТРОФИЧЕСКИЙ ВЕТЕР……...……62
3.8. ГРАДИЕНТНЫЙ ВЕТЕР…….. ……..63
3.9. ГРАДИЕНТНЫЙ ВЕТЕР В ЦИКЛОНЕ И АНТИЦИКЛОНЕ...…..64
3.10.ФРОНТЫ В АТМОСФЕРЕ……66
3.11. ТИПЫ ФРОНТОВ…….……67
3.12. ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЦИКЛОНОВ……..…….71
4. ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА …….……..76
4.1. МЕЖДУШИРОТНЫЙ ОБМЕН ВОЗДУХА……..78
4.2. ТИПЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ……79
4.3. МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ……..83
4.4. ВЛИЯНИЕ СУШИ И МОРЯ НА РЕЖИМ МЕТЕОРОЛОГИ-ЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ……..…….…….……94

4.5. ВЛИЯНИЕ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ НА КЛИМАТ……...95
4.6. ВЛИЯНИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ, СНЕЖНОГО И ЛЕДЯНОГО ПОКРОВОВ НА КЛИМАТ…….……..98
4.7. ВЗАИМОПРОНИКНОВЕНИЕ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВЛИЯНИЙ…….…….……101
4.8. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ……101
5. КЛИМАТ И ХОЗЯЙСТВЕННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ……..….108
5.1. ПРОИЗВОДСТВО ЗЕРНА……108
5.2. КЛИМАТ И РЫБНОЕ ХОЗЯЙСТВО……...109
5.3. КЛИМАТ И ВОДНОЕ ХОЗЯЙСТВО……..110
5.4. КЛИМАТ И ЛЕСА……111
5.5. КЛИМАТ И СТРОИТЕЛЬСТВО……..112
6. АНТРОПОГЕННОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ АТМОСФЕРЫ…….114
6.1. РОЛЬ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПЕРЕНОСЕ И РАССЕИВАНИИ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ….……...……..116
6.2. СОКРАЩЕНИЕ ОЗОНОВОГО СЛОЯ……120
6.3. ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ …….....124
7. КЛИМАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО ЗЕМЛИ…….127
7.1. ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЯ …….……128
7.2. ПРИЗНАКИ ТЕПЛЫХ КЛИМАТОВ……..……129
7.3. ПРИЗНАКИ ХОЛОДНЫХ КЛИМАТОВ…….……130
7.4. ПРИЗНАКИ СУХИХ КЛИМАТОВ…….…….131
7.5. ПРИЗНАКИ ВЛАЖНЫХ КЛИМАТОВ ……..132
7.6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД……..132
7.7. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ДРЕВНИХ КЛИМАТАХ ЗЕМЛИ..….134
7.8. КЛИМАТ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА……..……136
7.9. ПОГОДА НА УРАЛЕ……139
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....141

Учебное издание

Сидоров Виктор Викторович

КЛИМАТОЛОГИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЯ

Редактор *И.В. Коршунова*
Компьютерная верстка *авторская*

ИД № 06263 от 12. 11 2001 г.

Подписано в печать 28.08.2006 Формат 60 х 84 1/16
Бумага писчая Офсетная печать Усл. печ. л. 8,6
Уч.- изд. л. 10,0 Тираж 100 Заказ… Цена «С»

Редакционно-издательский отдел ГОУ ВПО УГТУ-УПИ
620002, г. Екатеринбург, ул. Мира, 19
Ризография НИЧ ГОУ ВПО УГТУ-УПИ.
620002, г. Екатеринбург, ул. Мира, 19