

**ФИЗИКА
АТМОСФЕРЫ**

Книга должна быть
возвращена не позже
указанного здесь срока

Количество предыдущих
выдан _____

Узб. одг. РППК
90 г. тир. 1.000.

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

*Допущено Министерством высшего и среднего специального
образования Республики Узбекистан в качестве учебника для
студентов государственных университетов по направлениям
«Физика» и «Гидрометеорология»*

«NOSHIR»
Ташкент – 2012



УДК: 551.51(075)

ББК 26.33

Ф50

Физика атмосферы: учебник / Ю.В. Петров и др.; Мин-во высшего и среднего специального образования Республики Узбекистан. – Ташкент: «Noshir», 2012. – 216 с.

А в т о р ы :

Петров Юрий Васильевич, Эгамбердиев Хамрокул Турсункулович,
Холматжанов Бахтияр Махаматжанович, Алаутдинов Мухитдин

Р е ц е н з е н т ы :

д.г.н. Трофимов Г.Н.

к.г.н., доц. Бабушкин О.Л.

Н а у ч н ы е р е д а к т о р ы :

к.ф.-м.н., доц. Петров Ю.В.

к.г.н., доц. Эгамбердиев Х.Т.

В учебнике изложены общие вопросы физики атмосферы, касающиеся состава и строения атмосферы; при рассмотрении основ погодообразующих процессов главное внимание уделено их физической сущности. Объем учебника не дал возможности включить разделы по атмосферной оптике и атмосферному электричеству.

Предназначен для студентов на уровне бакалавриата и магистратуры гидрометеорологических и физических специальностей университетов, а также специалистов в области метеорологии и других наук о Земле.

ISBN 978-9943-353-88-6

© «Noshir», 2012 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Атмосфера Земли представляет собой одну из самых динамических оболочек природной среды. Ее состояние определяется химическим составом, множеством физических характеристик и процессов, взаимодействием с внешними и внутренними факторами, а также воздействием последствий человеческой деятельности. Изучение этого состояния и обобщение широкого комплекса знаний об атмосфере является предметом одной из геофизических наук – *физики атмосферы*.

Современная физика атмосферы базируется на двух принципиально важных подходах. С одной стороны, широко используются данные наблюдений и измерений, на основе которых устанавливаются закономерности формирования и развития атмосферных процессов, изучаются состав, свойства и строение атмосферы. Эти данные получают на сети метеорологических станций и обсерваторий, с помощью радиозондирующих станций, самолетного, аэростатного и ракетного зондирования. В последние несколько десятилетий огромное количество информации приносит дистанционное зондирование атмосферы с помощью метеорологических искусственных спутников Земли, радиолокационной и лазерной локации. Измерительные системы всех перечисленных видов наблюдений постоянно совершенствуются на основе новейших достижений в области микро- и нанозлектроники, ядерной физики и т.д.

Другой подход связан с развитием теоретических моделей атмосферных явлений и процессов на основе широкого использования разнообразных математических методов и современной вычислительной техники.

Разнообразие атмосферных объектов и процессов и методов их изучения привело к выделению в рамках физики атмосферы более узких дисциплин: синоптическая метеорология, теоретическая метеорология, экспериментальная метеорология, прикладная метеорология, климатология и др.

Учебник написан в соответствии с учебным планом и программой по физике атмосферы. Содержит изложение необходимого минимума сведений об атмосфере Земли. Первые четыре главы дают представление о составе и строении атмосферы, о ее барическом поле и термоди-

намических процессах, протекающих в ней. Следующие четыре главы посвящены непосредственно описанию погодообразующих процессов. В строгой последовательности показана роль радиационных процессов как первопричины формирования температурного режима атмосферы. Затем рассмотрены все звенья влагооборота в атмосфере, начиная от испарения и завершая выпадением осадков. В заключение даны основы динамики атмосферных движений.

При изложении материала главное внимание обращалось на то, что погода представляет собой сложный продукт взаимодействия физических процессов, протекающих во внешней среде, на земной поверхности и в самой атмосфере. Дан вывод и толкование всех уравнений, входящих в систему основных уравнений погоды.

Учебник написан по материалам конспекта лекций, которые читали авторы много лет для студентов физического и географического факультетов. Последовательность изложения материала мало отличается от его расположения в классических учебниках РФ А.Т.Матвеева и А.Х.Хргина по физике атмосферы. Но в отличие от них в данном учебнике язык изложения более лаконичный и конкретный. Это объясняется ограниченным объемом учебника.

Авторы, там где имело смысл, в табличном и иллюстрированном материале использовали данные метеорологических станций Узбекистана, а также ряд результатов, полученных Ю.В.Петровым в ходе выполнения научно-исследовательской работы. Так, в число интегральных характеристик прозрачности атмосферы включен новый параметр – приведенный показатель прозрачности (гл. 5). В качестве критерия неустойчивости атмосферы использован равновесный градиент температуры (гл. 4).

При чтении отдельных глав применяются анимационные приемы. Так, процесс развития конвективного облака проводится с использованием компьютерной техники.

Авторы выражают благодарность за предложения, высказанные рецензентами учебника, д.г.н. Г.Н. Трофимову и к.г.н. О.Л. Бабушкину.

Научные редакторы: к.ф.-м.н., доц. Петров Ю.В.
к.г.н., доц. Эгамбердиев Х.Т.

Глава I. ВВЕДЕНИЕ

Основные понятия

- 1. Геофизика** – совокупность научных дисциплин, рассматривающих физические свойства и процессы Земли в целом, ее литосферы, гидросферы и атмосферы.
- 2. Гидросфера** – совокупность вод земного шара: океан, поверхностные воды, подземные воды; водная оболочка Земли.
- 3. Литосфера** – внешний слой твердого тела Земли, простирающийся от земной поверхности примерно до глубины 1200 км.
- 4. Синоптическая карта** – географическая карта, на которую цифрами и символами нанесены результаты наблюдений на сети метеорологических станций в определенные моменты времени.
- 5. Карта барической топографии** – карта, на которую нанесены высоты (точнее геопотенциалы) той или иной изобарической поверхности над уровнем моря (карта абсолютной топографии) или над уровнем нижележащей изобарической поверхности (карта относительной барической топографии).
- 6. Метеорологическая станция** – пункт для производства метеорологических наблюдений, выбранный с удовлетворением определенных требований в отношении рельефа местности, близости зданий и населенных пунктов.
- 7. Метеорологическая площадка** – площадка под открытым небом на открытом и типичном для окружающей среды местности участке для размещения установок с метеорологическими приборами данной метеорологической станции.
- 8. Метеорологический спутник Земли** – искусственный спутник Земли, в программу которого входит фотографирование облачности и другие наблюдения и измерения, главным образом относящиеся к радиации, имеющие задачей изучение процессов планетарного масштаба в земной атмосфере, в том числе и в тропосфере.

9. Актинометрические наблюдения – наблюдения над интенсивностью солнечной радиации прямой, рассеянной, суммарной, а также над эффективным излучением, радиационным балансом и альбедо, проводимые с помощью соответствующих приборов.

10. Воздушная масса – количество воздуха в тропосфере, соизмеримое по площади с большими частями материков и океанов, обладающее некоторыми общими свойствами и перемещающееся в одном из течений общей циркуляции атмосферы.

11. Циклон – атмосферное возмущение с низким давлением воздуха в центре и с циркуляцией против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном.

12. Антициклон – область повышенного атмосферного давления с замкнутыми концентрическими изобарами на уровне моря. Воздух в антициклоне движется в северном полушарии, огибая центр по часовой стрелке, в южном полушарии – против часовой стрелки.

13. Струйное течение – перенос воздуха в виде узкого течения с большими скоростями в верхней тропосфере и нижней стратосфере на уровнях, близких к тропопаузе, в высоких широтах – на более низких уровнях.

14. Длинная волна – атмосферная волна длиной порядка нескольких тысяч километров в общем западном переносе средних широт, связанная с ложбино- и гребнеобразными возмущениями барического поля средней тропосферы. По окружности земного шара обычно укладывается несколько (3–6) длинных волн.

1.1. Предмет и задачи физики атмосферы

Планета Земля состоит из трех оболочек: твердой (литосфера), жидкой (гидросфера) и газообразной (атмосфера). Физические и химические процессы, протекающие в этих оболочках, изучаются комплексом наук, объединенных общим названием «науки о Земле» или *общая геофизика*.

Физика атмосферы является частью геофизики, изучающей многообразные физические явления и процессы, происходящие в атмосфере. К ним относятся происхождение атмосферы, ее со-

став и строение, процессы переноса излучения и тепла, фазовые переходы водяного пара и связанные с ним процессы облако- и туманообразования, осадкообразование, закономерности движения воздуха, оптические и электрические явления. Все эти явления и процессы изучаются в их взаимной связи и в связи с процессами, происходящими в космической среде, в земной коре и в водной оболочке.

На первых этапах изучения атмосферных явлений не было достаточной дифференциации сведений об этих явлениях, а наука об атмосфере получила название *метеорология*. Этот термин появился в IV в. до н. э. после того, как греческий философ Аристотель написал трактат под таким же названием (по гречески *μετεωρολογία*). Дословный перевод этого термина означает наука о метеорах. Под метеорами понимались все явления, происходящие в атмосфере и на земной поверхности. Аристотель предпринял первую попытку философского, умозрительного объяснения накопленных к тому времени сведений о разнообразных атмосферных (облака, осадки, ветер и др.) и других явлениях (наводнения, засухи и др.). Однако до зарождения метеорологии как науки было еще далеко.

Лишь начиная с середины XVI столетия, по мере развития естественно научного метода исследований, а также изобретения первых метеорологических приборов (барометр, термометр) появилась возможность на основе законов физики объяснить некоторые атмосферные явления. В этот период метеорология развивалась в недрах физики и только в первой половине XVIII века она выделилась в самостоятельную науку.

Широкое применение в метеорологии математического подхода к анализу атмосферных процессов, а также физического эксперимента позволяет называть науку об атмосферных процессах *физикой атмосферы*.

Одним из основных свойств атмосферы является ее неоднородность в пространстве и сильная изменчивость во времени. Это состояние атмосферы принято называть *погодой*.

Погода – это физическое состояние атмосферы над данной территорией и в данный момент или период времени,

характеризующееся определенным сочетанием метеорологических величин и атмосферных явлений.

Метеорологическая величина представляет собой определенную характеристику состояния атмосферы. *К метеорологическим величинам* относятся: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость и направление ветра, количество, высота и форма облаков, атмосферные осадки, метеорологическая дальность видимости и другие характеристики состояния атмосферы.

Метеорологические явления представляют собой физический процесс, характеризующийся определенной совокупностью метеорологических величин. Так, например, туман возникает при определенном сочетании относительной влажности, ветра, видимости. К метеорологическим явлениям относятся гроза, пыльная буря и пр.

Основной задачей физики атмосферы, как впрочем и любой другой науки, является изучение законов природы. Вместе с тем современная наука не может ограничиться только наблюдением, описанием и объяснением атмосферных процессов и явлений. Она должна обеспечить практические потребности человека, используя полученные ею выводы для удовлетворения нужд общества. В конечном итоге она должна отыскивать практические возможности управлять природными явлениями, изменяя их в желательном для общества направлении.

В соответствии с этим, можно сформировать следующие задачи, стоящие перед физикой атмосферы:

— получение ряда точных физических данных, характеризующих атмосферу и наблюдаемые в ней явления, описание этих явлений как с качественной, так и с количественной точек зрения;

— исходя из анализа полученных фактических данных, нахождение правильного объяснения атмосферных явлений и установление законов, управляющих их развитием;

— используя найденные закономерности, разработка методов, позволяющих точно указать ход развития процессов, происходящих в атмосфере, на некоторое время вперед;

– применение полученных закономерностей в развитии атмосферных процессов для использования сил природы в практической деятельности.

1.2. Методы исследования в физике атмосферы

В физике атмосферы используются разнообразные методы. К главным из них относятся следующие:

1. Метод *наблюдений*, позволяющий получать фактические сведения об атмосфере, погоде и климате. Наблюдения необходимы как у поверхности Земли, так и на разных высотах в атмосфере. Наземные метеорологические наблюдения над основными метеорологическими величинами проводятся на нескольких тысячах *метеорологических* и многих сотнях *аэрологических станций*, распределенных по поверхности земного шара. На сравнительно немногочисленных метеорологических станциях ведутся наблюдения за солнечной радиацией, излучением Земли и атмосферы, а также составляющими теплового баланса земной поверхности (*актинометрические* и *теплобалансовые* измерения). Кроме этого, ведутся наблюдения над атмосферным электричеством, озоном и газовым составом атмосферы.

Большой объем измерений выполняется с помощью геофизических ракет и метеорологических спутников Земли. Для реализации этого метода создана метеорологическая наблюдательная сеть, охватывающая территорию всего земного шара.

2. *Эксперимент* как метод исследования в физике атмосферы имеет ограниченное применение.

К экспериментам в естественных условиях относятся опыты по воздействию на градовые облака с целью их подавления, опыты по воздействию на слоисто-дождевые облака с целью вызывания дополнительных осадков, опыты по рассеянию туманов. Эти опыты обычно преследуют практические цели, но они позволяют также глубже разобраться в природе того или иного явления.

К экспериментам такого рода относятся также комплексные экспедиционные исследования какого-либо явления или

процесса, проводимые в глобальном, региональном или внутригосударственном (национальном) масштабах. С целью сбора более полных данных о состоянии гидросферы и атмосферы над обширными территориями проводились так называемые Международные годы. Первый и второй международные полярные годы (МПГ) были проведены в 1882–1883 и 1932–1933 гг. Во время Международного геофизического года (1.07.1957 – 31.12.1958) комплексными геофизическими исследованиями была охвачена территория всей планеты.

К экспериментам в лабораторных условиях можно отнести изучение по специально поставленным программам процессов образования облаков и осадков в так называемых аэрозольных камерах. Это и физическое моделирование общей циркуляции в атмосфере на специальных экспериментальных установках.

3. *Метод статистического анализа* позволяет решить следующие задачи. *Вероятностно-статистический аппарат* лежит в основе климатологической обработки результатов наблюдений. С помощью этого метода составляются ряды наблюдений, обобщенных за некоторые временные интервалы; ряды исходных данных преобразуются в распределения их значений по градациям; вычисляются статистические характеристики рядов, выражающих основные свойства распределений. С помощью статистического метода *корреляции* можно установить связь (или отсутствие ее) между различными метеорологическими величинами или явлениями, а также количественно выразить степень этой связи. На основе *статистико-стохастического метода* можно установить вероятность перехода одного физического процесса в атмосфере в другие.

4. *Физико-математический анализ*. С помощью этого метода на основании законов физики получают объяснение обнаруженные в атмосфере явления и связи, а также создаются теории возникновения и развития атмосферных процессов и их взаимодействия друг с другом. На основе общих законов физики составляются дифференциальные уравнения, описывающие атмосферные процессы. Решение этих уравнений позволяет находить

количественные закономерности развития атмосферных процессов, т.е. решать задачу прогноза.

В последние годы широкое распространение получило *математическое моделирование* атмосферных процессов.

5. *Метод картографирования*. Крупномасштабные атмосферные процессы разворачиваются на больших пространствах. Поэтому особое значение в метеорологии и климатологии имеет сопоставление наблюдений на географических картах. На *синоптическую карту* наносятся фактические результаты наблюдений у поверхности Земли, сделанные в разных местах в один и тот же момент. Данные наблюдений в атмосфере, полученные с помощью радиозондов, наносятся на карты *барической топографии*. Карты позволяют видеть, как распределяются условия погоды в этот момент над большой территорией. Сопоставляя синоптические карты для последовательных моментов, можно проследить развитие атмосферных процессов, а следовательно, делать выводы о дальнейшем ходе процессов и о будущей погоде.

На специальные географические карты наносят данные наблюдений с метеорологических спутников Земли. Эти карты позволяют изучать пространственное распределение различных атмосферных объектов и явлений. Это поля облачности, туманы, пылевые явления, снежный покров и пр.

1.3. Особенности атмосферных процессов

Одной из важных особенностей атмосферы является *неоднородность* ее свойств в пространстве и их *изменчивость* во времени. Это объясняется сложными процессами взаимодействия атмосферы с космической средой и Солнцем, а также с земной поверхностью. Основным источником атмосферных движений является энергия, поступающая от Солнца. Она частично поглощается и рассеивается в атмосфере, вызывая, в частности, ряд оптических явлений (цвет неба, рефракция, миражи, радуга и др.). Часть этой энергии достигает земной поверхности и поглощается ею. Неоднородность земной поверхности по физическим

свойствам связана с распределением суши и океанов, рельефом, наличием растительного и снежного покрова и другими факторами, вызывает неодинаковое ее нагревание в разных географических районах. Соответственно возникает довольно пестрое распределение в пространстве и во времени нагревания воздуха, испарения, других метеорологических величин и явлений. В результате происходит образование системы движений в атмосфере, способствующих перераспределению тепла и влаги.

Вторая, очень важная особенность атмосферных процессов связана с наличием в атмосфере *водяного пара*, большое количество которого испаряется над обширными пространствами океанов. На испарение затрачивается огромное количество энергии, которая переносится в скрытом виде водяным паром с помощью воздушных течений на расстояния в тысячи километров. При определенных условиях водяной пар конденсируется, образуя облака и туманы. При этом выделяется большое количество энергии, затрачиваемой на испарение водяного пара. Таким образом, водяной пар является транспортером и источником энергии для образования различных атмосферных объектов (циклоны, атмосферные фронты и др.). Кроме этого, облака существенно изменяют условия прихода солнечной радиации и излучения земной поверхности, влияя на тепловой режим атмосферы и земной поверхности.

Третья особенность атмосферных процессов состоит в том, что они развиваются над всей *территорией земного шара*. Для слежения над развитием этих процессов необходима организация системы наблюдений за состоянием атмосферы, включающая наземные и аэрологические наблюдения, а также наблюдения с искусственных спутников Земли. Необходимы методы изучения развития этих процессов в пространстве и во времени.

Четвертая особенность атмосферных процессов заключается в их *многомасштабности*. Масштаб атмосферных объектов и процессов лежит в пределах от миллиметров до тысяч километров. Наименьшие размеры имеют так называемые зародышевые капли (10^{-6} – 10^{-7} м). Размеры атмосферных аэрозолей изменяются в пределах от 1–2 мкм до 1 мм и более. Отдельные облака и смер-

чи (торнадо) обладают размером от нескольких десятков метров до 100 км. Воздушные массы, циклоны, антициклоны, облачные системы атмосферных фронтов составляют размеры от сотен километров до 1000–2000 км. Наиболее крупными объектами являются спиралеобразующие облачные системы, струйные течения и так называемые длинные волны, масштаб которых соизмерим с размерами Земли.

1.4. Связь физики атмосферы с другими науками.

Деление на научные дисциплины

Изучение атмосферных процессов, объектов и явлений опирается на ряд законов, установленных другими науками. В первую очередь, это законы физики, изучаемые во всех ее разделах.

В физике атмосферы широко используются *математические* методы. Это дифференциальное и интегральное исчисление, методы решения дифференциальных уравнений, математическая статистика и теория вероятностей, теоретическая механика и другие.

Для изучения многих атмосферных процессов и явлений необходимо знать основы *географии, астрономии* и *химии*.

Тесная связь атмосферных процессов с процессами, происходящими в водной оболочке и земной коре, вызывает потребность взаимодействия с геофизическими дисциплинами.

Особенности атмосферных объектов и процессов привели в ходе развития физики атмосферы к выделению самостоятельных научных дисциплин. Они различаются между собой изучаемыми объектами и особенностями методики их исследований. К таким крупным дисциплинам относятся следующие.

Динамическая (или теоретическая) метеорология – дисциплина, основными задачами которой являются, во-первых, изучение атмосферных движений и связанных с ними преобразований энергии в атмосфере на основе положений и методов теоретической физики, теории турбулентности, теории радиационных и других физических процессов в атмосфере. Во-вторых, разработ-

ки методов гидродинамического (численного) процесса атмосферных процессов. В рамках этой дисциплины сформировалась самостоятельная дисциплина – *физика пограничного слоя атмосферы*.

Синоптическая метеорология – учение о закономерностях распределения и изменения погоды на больших территориях и методах ее преобразования. В основе этой дисциплины лежит синоптический метод, состоящий из анализа атмосферных процессов с помощью синоптических карт и карт барической топографии. В рамках этой дисциплины оформились две научные дисциплины – *краткосрочные и среднесрочные прогнозы погоды и долгосрочные метеорологические прогнозы*.

Климатология – учение о закономерностях формирования климата в различных географических районах и его колебаниях под влиянием климатообразующих факторов и процессов, описание климатов различных регионов земного шара, их классификация и изучение их распределения, изучение климатов геологического и исторического прошлого.

Экспериментальная метеорология – область физики атмосферы, которая изучает теоретические основы и методы измерения метеорологических величин. В составе этого направления сформировались также научные дисциплины, как *метеорологические измерения, аэрология, физика облаков и осадков, актинометрия, физика атмосферного аэрозоля, атмосферная оптика и атмосферное электричество, радиолокационная и лазерная метеорология*.

Прикладная метеорология – область физики атмосферы, изучающая способы и методы использования установленных в физике атмосферы закономерностей и данных наблюдений для удовлетворения нужд различных секторов экономики и обороны. В этой области сформировались такие самостоятельные дисциплины, как *авиационная метеорология, агрометеорология, биометеорология, техническая метеорология, военная метеорология*.

Космическая метеорология – дисциплина, изучающая методы и способы приема, дешифрирования и использования информации, получаемой с метеорологических спутников Земли в целях диагноза и прогноза метеорологических явлений и процессов.

1.5. Международное сотрудничество в области физики атмосферы

Поскольку атмосферные процессы и явления носят глобальный характер, существует необходимость в единообразии методик метеорологических наблюдений и в согласовании работы метеорологических служб всего мира. По этой причине уже во второй половине XIX столетия предпринимались попытки обмена метеорологическими наблюдениями между рядом европейских стран.

В 1873 г. на Первом международном метеорологическом конгрессе, проходившем в Вене, была создана Международная метеорологическая организация (ММО). В 1947 г. она была преобразована во *Всемирную метеорологическую организацию* (ВМО). ВМО – специализированное учреждение Организации Объединенных Наций. В рамках ВМО осуществляется обмен метеорологическими данными между службами всех стран, контролируется соблюдение единой методики наблюдений, происходит распространение и обмен результатами научно-методических исследований. По решению ВМО приняты и осуществляются все крупные проекты по исследованию атмосферы.

Узбекистан как независимое государство был принят в ВМО в январе 1993 г. В настоящее время Узгидромет Республики Узбекистан участвует во всех 7 основных программах ВМО, среди которых «Всемирная климатическая программа», «Программа по атмосферным исследованиям и окружающей среде», «Программа по применению метеорологии» и другие.

В связи с необходимостью совершенствования обеспечения метеорологическими данными и прогнозами различных областей человеческой деятельности, в первую очередь авиации и мореплавания, в рамках ВМО была создана *Всемирная служба погоды* (ВСП). Одним из организаторов ВСП был академик Академии наук Узбекистана В.А. Бугаев. В составе ВСП созданы три категории метеорологических центров: мировые, региональные и национальные. В мировые центры, находящиеся в Москве, Вашингтоне и Мельбурне, поступают данные сетевых наблю-

дений со всего мира и вся информация, получаемая с помощью метеорологических космических систем России, Европейского Союза и США. Региональные центры ведут сбор информации с соответствующей территории. Всего таких центров 23. В России они находятся в Москве, Новосибирске и Хабаровске, в Центральной Азии – в Ташкенте.

1.6. Практическое значение физики атмосферы

Погода оказывает огромное влияние практически на все стороны человеческой деятельности. Такие крупномасштабные стихийные бедствия, как наводнения и засухи приводят не только к человеческим жертвам, но и могут нанести большой ущерб экономике отдельных стран и регионов. Значительный урон наносят мезомасштабные, но зато более часто встречающиеся явления – торнадо (смерчи), заморозки, сильные ливни, градобитие, снежные заносы, лавины, туманы и др. Для предотвращения или уменьшения экономического ущерба необходимы *прогнозы погоды* на различные сроки (12 час, сутки, трое суток и т.д.).

Устойчивое социально-экономическое и политическое развитие любого государства связано с учетом климато-ресурсного потенциала его территории.

Одно из первых мест по количеству используемой метеорологической информации и уровню требований, предъявляемых к ней, занимает *авиация*. Взлет и посадка самолетов и вертолетов в сильной степени зависят от состояния взлетно-посадочной полосы; видимости на ней, на которую влияют туманы, сильные осадки, пыльные бури; низкой облачности; сильного ветра и др. При полете на высотах необходимы сведения о ветре, обледенении, болтанке, грозах и облачности. Все перечисленные задачи решаются в специальной дисциплине – *авиационной метеорологии*.

Очень чувствительно к изменениям погоды и климата сельское хозяйство. *Агрометеорология* изучает влияние погодных условий на продуктивность сельскохозяйственных угодий, на которую большое влияние оказывает влажность почвы и воздуха,

количество осадков, света, тепла. Проведение таких агротехнических мероприятий, как выбор подходящих сроков сева, целесообразность внесения удобрений, проведение оросительных и мелиоративных работ также определяется метеорологическими условиями. Метеорологические сведения необходимы для проведения мероприятий по защите сельскохозяйственных культур от неблагоприятных метеорологических явлений (заморозки, градобитие и др.).

Медицинская (био) метеорология занимается изучением проблем, связанных с влиянием погоды на организм человека. При этом используются метеорологические данные, характеризующие определенные типы погоды. Большое внимание уделяется таким метеорологическим факторам, как температура, влажность воздуха, скорость ветра, а также солнечная радиация, в особенности ее ультрафиолетовая часть. Совместное влияние этих факторов на организм человека определяет его теплоощущение.

Морская и транспортная метеорология использует метеорологические данные при обслуживании морского, железнодорожного и автомобильного транспорта. Для железнодорожного и автомобильного транспорта важное значение имеют сведения о частоте и интенсивности метелей, лавинах, ливнях, тумане и др. Для водного транспорта необходимы сведения о штормовых ветрах, о морских течениях, волнении моря и температуре воды, туманах и т.д.

Метеорологические условия влияют на эксплуатацию различных технических изделий (*техническая метеорология*), на проведение войсковых операций (*военная метеорология*) и т.д.

В последние десятилетия исключительную остроту приобрела проблема взаимодействия человеческого общества с природной средой, в частности, проблема борьбы с загрязнением атмосферы отходами промышленного производства и транспорта. Загрязнение атмосферы, особенно сильное на урбанизированных территориях, оказывает существенное отрицательное влияние на здоровье населения, а также на животный и растительный мир.

Содержание загрязняющих веществ в атмосфере зависит как от объема выбросов, так и от метеорологических условий.

Знание особенностей атмосферных процессов позволяет изучить эти условия и выработать соответствующие меры защиты.

Физика атмосферы тесно связана с проблемами *охраны окружающей среды*. Использование человеком новых источников энергии, в частности ветровой и солнечной, представляют большую ценность в том отношении, что являются неиссякаемыми и, что особенно важно, не связаны с загрязнением окружающей среды. Метеорологические данные дают возможность не только выявить наиболее перспективные районы для установки ветродвигателей и солнечных батарей, но и оценить количество вырабатываемой энергии.

В условиях рыночной экономики целесообразно оценить эффективность использования метеорологических информации. По данным ВМО за последние 50 лет ежегодный ущерб от природных явлений в мире возрос в 10 раз и достиг 60–70 млрд. долларов. В 2008 году ущерб от опасных гидрометеорологических явлений составил 225 млрд. долларов. Ущерб от метеорологических явлений, к которому относятся ураганы, штормы, засухи, ливни, град и т. п., составляет 85 – 87% от этой суммы. В 2005 году только один тропический ураган «Катрин», обрушившийся на южную и юго-восточную часть США, нанес ущерб по разным оценкам от 50 до 150 млрд. долларов. Остальные 13% от суммы ущерба приходится на явления геофизического (землетрясения, цунами) и гидрологического (наводнения, паводки, сели) характера.

В результате урбанизации возросла уязвимость человечества от стихийных бедствий.

Расчеты, выполненные специалистами ВМО, показали, что экономическая эффективность использования метеорологической информации является очень высокой: каждый вложенный в гидрометеорологическую службу доллар дает прибыль 7 долларов. В Российской Федерации экономический эффект от использования гидрометеорологической информации составляет ежегодно около 11 млрд. долларов.

Основные выводы

1. Физика атмосферы, как одна из геофизических дисциплин, изучает физические объекты, процессы и явления в атмосфере в их взаимодействии с процессами в космосе и на земной поверхности.

2. Многомасштабность атмосферных объектов, неоднородность свойств атмосферы в пространстве и их изменчивость во времени обусловила использование для их изучения разнообразного физико-математического аппарата, а также дифференцию физики атмосферы, как основной дисциплины, на большое количество более узких дисциплин.

3. Развитие атмосферных процессов в глобальном масштабе сделало неизбежной консолидацию государств в Международное сотрудничество (ВМО и ВСП) в таких областях, как сбор информации и ее обмен на единой методической и технической основе, проведение единых международных программ по комплексному исследованию атмосферных объектов, явлений и процессов.

4. По мере развития общества и его материально-технических возможностей возрастает их зависимость от атмосферных явлений, которые наносят все больший урон экономикам всех государств мира.

Контрольные вопросы

1. Что является предметом физики атмосферы? Дайте определение таким понятиям, как погода, метеорологическая величина и метеорологическое явление.
2. Каковы задачи решает физика атмосферы?
3. Дайте характеристику методам исследования в физике атмосферы.
4. Какие особенности метеорологических процессов?
5. С какими науками физика атмосферы имеет наиболее тесную связь? Почему?
6. Какие самостоятельные научные дисциплины принято выделять в физике атмосферы?
7. Какое практическое значение имеет физика атмосферы?
8. Что представляет собой ВМО и ВСП?

Глава II. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ

Основные понятия

1. Сухой воздух – воздух, состоящий только из постоянных газов, т.е. не содержащий водяного пара, а также твердых и жидких примесей (пыли и продуктов конденсации).

2. Гравитационное разделение газов – в применении к атмосфере это означает, что газы, из которых состоит воздух, образуют самостоятельные атмосферы. При этом парциальное давление каждого газа убывает с высотой независимо от присутствия остальных газов. Давление легких газов убывает при этом медленнее, чем тяжелых, поэтому процентное их содержание в воздухе с высотой должно возрастать за счет убывания процентного содержания тяжелых газов.

3. Земная корона – внешняя часть земной атмосферы, расположенная над экзосферой и простирающаяся примерно от 1 до 20 тыс. км. Она состоит преимущественно из ускользящего из атмосферы ионизированного, а также и нейтрального водорода.

4. Парниковый эффект – защитное действие атмосферы в процессе лучистого теплообмена Земли с мировым пространством. Атмосфера пропускает к земной поверхности солнечную радиацию, но длинноволновое излучение земной поверхности сильно поглощается атмосферой. Нагретая таким образом атмосфера посылает к земной поверхности встречное излучение, в значительной мере компенсирующее радиационную потерю тепла земной поверхностью.

5. Напряженность электрического поля атмосферы – электрическое поле атмосферы обусловлено зарядами земли и атмосферы. Напряженность поля в среднем составляет 130 В/м и убывает с высотой по экспоненциальному закону; на высоте порядка 10 км она практически равна нулю.

6. Предельно допустимые концентрации (ПДК) – нормативы, устанавливающие концентрации вредного вещества в единице объема (воздуха, воды), массы (пищевых продуктов, почвы) или поверхности (кожа работающих), которые при воздействии за определенный промежуток времени практически не влияют на здоровье человека и не вызывают неблагоприятных последствий у его потомства.

7. Уравнение состояния газов – уравнение, выражающее связь между переменными величинами (параметрами), определяющими физическое состояние газа. Для идеального газа – это уравнение Клапейрона-Менделеева.

8. Критическая температура – температура, соответствующая критической точке, равная для воды 374°C . Критической точкой называется состояние двухфазной замкнутой термодинамической системы, при котором жидкая и газообразная фазы могут находиться в равновесии при наивысшей возможной температуре (и при одинаковой плотности). При более высоких температурах жидкой фазы уже не существует. Для воды критическая точка характеризуется значениями $E=2,21 \cdot 10^5$ гПа, $T=647^{\circ}\text{K}$.

9. Идеальный газ – газ, внутренняя энергия которого является функцией только температуры, а удельная теплоемкость не зависит от нее. В идеальном газе молекулы представляют собой материальные точки; поэтому можно считать межмолекулярные силы исчезающе малыми и пренебречь энергией межмолекулярного взаимодействия по сравнению с энергией теплового движения.

10. Перламутровые облака – облака еще неизвестной природы, по форме напоминающие перистые и перисто-кучевые, с очень сильной иризацией, наблюдающиеся на высотах 20–30 км; они кажутся светящимися на темном небе, отражая солнечный свет. Наблюдаются редко и только в некоторых районах Земли, особенно, в северной Европе и на Аляске зимой, когда солнце находится лишь в нескольких градусах под горизонтом.

11. Серебристые облака – очень тонкие облака, не ослабляющие света звезд, наблюдаемые в самой верхней части мезосферы и в нижней ионосфере, на высотах между 75 и 90 км, заметные вследствие их слабого преимущественно серебристо-синего све-

чения на темном фоне неба. Наблюдаются в северной части горизонта преимущественно между 50 и 75° с.ш. и 40 и 60° ю.ш. летними ночами, когда солнце неглубоко (на $5-13^\circ$) заходит за горизонт. Серебристые облака перемещаются в общем с востока на запад со скоростью между 50 и 250 м/с.

12. Полярные сияния – спорадические оптические явления в ионосфере, выражающиеся в свечении разряженного воздуха на высотах от нескольких десятков (иногда от 60) до нескольких сот (иногда свыше 1000) километров. Изменения в интенсивности, положении и окраске полярных сияний иногда происходят очень быстро. По форме полярные сияния очень разнообразны и делятся на следующие типы: 1) без лучистой структуры – диффузное свечение и дуги, тянущиеся по небесному своду от одной точки горизонта до другой; 2) лучистые – лучи, ленты, драпри (полосы лучистого строения) и короны (лучи или пучки лучей, сходящиеся в перспективе вблизи магнитного зенита). Окраска полярных сияний чаще всего голубовато-белая, желто-зеленая, реже красноватая и фиолетовая.

13. Трансформация воздушной массы – постепенное изменение свойств воздушной массы при ее перемещении вследствие изменения широты и особенно термических условий подстилающей поверхности.

14. Ирризация – появление радужной окраски на краях облаков (высоко-кучевых или слоисто-кучевых), находящихся на расстоянии 30° и более от Солнца. Особо различимы красный и зеленый цвета. Явлений объясняется дифракцией света; окрашенные части облаков являются сегментами венца с большим диаметром. Облачные элементы при этом очень малы и однородны.

2.1. Состав сухого воздуха у поверхности Земли.

Его изменение с высотой

Атмосфера представляет собой механическую смесь различных газов, называемой сухим воздухом. Масса всей атмосферы составляет около $5,31 \cdot 10^{18}$ кг (для сравнения масса Земли равна

5,98·10²⁴ кг). Современный состав сухого атмосферного воздуха состоит из следующих основных газов (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Состав сухого воздуха вблизи поверхности Земли

Газ	Объемное содержание, %	Относительная молекулярная масса (по углеродной шкале)	Плотность по отношению к воздуху
Азот (N ₂)	78,084	28,0134	0,967
Кислород (O ₂)	20,946	31,9988	1,105
Аргон (Ar)	0,934	39,948	1,379
Углекислый газ (CO ₂)	0,033	44,00995	1,529
Неон (Ne)	1,818 · 10 ⁻³	20,183	0,695
Гелий (He)	5,239 · 10 ⁻⁴	4,0026	0,138
Криптон (Kr)	1,14 · 10 ⁻⁴	83,800	2,868
Водород (H ₂)	5 · 10 ⁻⁵	2,01594	0,070
Ксенон (Xe)	8,7 · 10 ⁻⁷	131,300	4,524
Озон (O ₃)	10 ⁻⁵ – 10 ⁻⁶	47,9982	1,624
Сухой воздух		28,9645	1,000

Примечание: * Объемное содержание – это отношение объема, занимаемого данным газом, к общему объему смеси при условии приведения их к одинаковым давлению и температуре.

Содержание CO₂ дано по состоянию на 1980 год.

На долю азота, кислорода и аргона приходится 99,96% от общего объема сухого воздуха. На долю остальных газов остается меньше 0,04%. Некоторые из них по объему составляют тысячные (Ne) и даже миллионные доли процента (Xe).

Пока не отмечены изменения содержания в атмосфере основных газов – O₂, N₂ и Ar. Однако ежегодно большое количество кислорода расходуется на сжигание органического топлива. Кислород в результате фотосинтеза образуется в количестве 1,55 · 10⁹ т/год, а затрачивается в количестве 2,16 · 10¹⁰ т/год, т.е. расход на порядок больше, чем приход. При таких темпах расхода кислорода его содержание может уменьшиться на 0,77% к 2020 году.

Атмосферный азот в атмосферных процессах практически не участвует, но в основном создает атмосферное давление.

Согласно идее гравитационного разделения газов, в атмосфере на больших высотах должны преобладать легкие газы. Однако прямые измерения с помощью метеорологических ракет показали, что в пределах нижних 90-95 км разделение газов отсутствует. Этот слой атмосферы получил название *гомосферы*. Относительная молекулярная масса воздуха практически не изменяется с высотой и составляет 28,9645 кг/кмоль. Постоянство состава атмосферного воздуха как по вертикали, так и по горизонтали поддерживается его перемешиванием.

Выше 95 км состав атмосферы существенно изменяется. Этот слой получил название *гетеросфера*. По - видимому, в этом изменении основную роль играет процесс гравитационного разделения газов. Кроме этого, на высотах выше 100 км происходит диссоциация кислорода под воздействием солнечной радиации с длиной волны меньше 0,24 мкм. Такие заряженные атомы называются атомарными ионами. В слое 100–150 км атмосфера (ионосфера) состоит из ионов атомарного и молекулярного кислорода и окиси азота. Начиная с высоты 250–300 км, в составе атмосферы появляются ионы атомарного азота. В высоких слоях обнаруживаются также следы гидроксила (ОН) и натрия (Na). Относительная молекулярная масса воздуха в гетеросфере уменьшается с высотой, что иллюстрируется следующими данными:

z км	225	250	300	350	400	450	500
μ, кг/кмоль	21.28	20.15	18.50	17.47	16.84	16.43	16.1

Выше 1000 км в составе атмосферы начинает преобладать *гелий*, а выше 2000 км и примерно до 20000 км, в так называемой *земной короне*, преобладающим газом становится нейтральный *водород*. Его концентрация (плотность) в этих высших слоях атмосферы ничтожна – в среднем около 1000 ионов на 1 см³. Однако в межпланетном пространстве за пределами атмосферы концентрация ионов не больше, а возможно значительно меньше 100 ионов на 1 см³.

2.2. Углекислый газ и озон в атмосфере

Углекислый газ и озон являются переменными, но очень важными компонентами сухого воздуха. *Двуоксид углерода* (углекислый газ – CO_2) является одной из важнейших составных частей питания растений. Он поступает в атмосферу в процессе горения, дыхания и гниения, а расходуется в процессе усвоения (фотосинтеза) его растениями. В последние 70–80 лет в связи с резким возрастанием добычи и сжигания органических видов топлива (каменный уголь, нефть, газ) происходит непрерывное увеличение содержания CO_2 по всему земному шару. По существующим оценкам количество двуоксида углерода за это время увеличилось на 10–12% – от 0,029% в 1900 г. до 0,033% в 1980 г. и 0,036% в 2000 г. Абсолютное содержание CO_2 в атмосфере составляет 712 млрд. т, а его ежегодный прирост – около 3 млрд. т.

Основная роль углекислого газа в атмосферных процессах состоит в том, что он участвует в создании так называемого *тепличного* (парникового или оранжерейного) *эффекта*. CO_2 сильно поглощает инфракрасное излучение земной поверхности в интервале длин волн 12,9–17,1 мкм. Эти длины волн близки к максимуму в спектре земного излучения. Это приводит к тому, что атмосфера, подобно покрытию теплицы, пропуская солнечные лучи, препятствуют инфракрасному тепловому излучению с поверхности Земли.

По некоторым оценкам (М.И. Будыко), при увеличении двуоксида углерода до 0,042% произойдет полное уничтожение полярных льдов. Напротив, его уменьшение до 0,015% может привести к полному оледенению планеты. Удвоение количества CO_2 по сравнению с началом XX столетия (до 0,060%) может повысить температуру на земном шаре на 3°C. Потепление климата на планете происходит в результате накопления в атмосфере и других так называемых парниковых газов (метан, фтор- и хлоруглероды).

Озон (O_3), несмотря на ничтожно малое его количество, играет важную роль в физических процессах, происходящих в верхних слоях (особенно в стратосфере). Озон наблюдается в слое от земной поверхности до высот около 70 км, но его основное количество сосредоточено в слое 20–55 км. Максимальное

содержание озона наблюдается на высотах 20–26 км. Если содержание озона в вертикальном столбе воздуха привести к нормальному атмосферному давлению (1013,2 гПа) при температуре 0°C, то он образовал бы слой в пределах от 1 до 6 мм. Эту величину называют *приведенной толщиной слоя озона*. Общая масса озона в атмосфере составляет около $3,2 \cdot 10^9$ т.

Озон поглощает около 3% солнечной радиации, падающей на верхнюю границу атмосферы. Поглощение происходит в ультрафиолетовой части спектра с длинами волн 0,22–0,29 мкм. Поглощение на этом участке спектра настолько велико, что энергия солнечных лучей полностью поглощается уже в самой верхней части слоя озона, на высотах 50–45 км. По этой причине температура воздуха на этих высотах возрастает до значений, близких к нулю.

Основная особенность ультрафиолетовых лучей заключается в их высокой биологической активности. Они убивают бактерии многих видов, вызывают загар, содействуют образованию в организме витамина Д. Однако полезными оказываются лишь небольшие дозы ультрафиолетовой радиации. Большие дозы приводят к заболеваниям человеческой кожи (эритема) и даже ожогам. Если бы не было озона, то биологически активные ультрафиолетовые лучи существенно изменили бы все биологические процессы, а может быть, и в целом органическую жизнь на Земле. Таким образом, озон создает защитный *озоновый экран*. Предполагается, что глобальное загрязнение атмосферы некоторыми веществами и физическими агентами может нарушить плотность озонового экрана, вызывая появление так называемых *озоновых «дыр»*.

Физические и химические процессы, под влиянием которых образуется озон в атмосфере, имеют сложную природу. Двухатомные молекулы кислорода при поглощении ультрафиолетовой солнечной радиации частично разлагаются на атомы. Атомы кислорода оказываются возбужденными, т.е. обладают большим запасом энергии по сравнению с нормальным состоянием. Поэтому молекула озона может образоваться лишь при тройном соударении – молекула кислорода, возбужденный атом кислорода и молекула азота или другого газа, воспринимающая

на себя избыток энергии. Одновременно происходит обратный процесс превращения озона в кислород.

Содержание озона в атмосфере имеет хорошо выраженный суточный (максимум – днем, минимум – ночью) и сезонный (максимум – весной, минимум – осенью и зимой) ход. С увеличением широты происходит сдвиг времени наступления максимума на более поздние месяцы.

2.3. Газовые примеси в атмосфере

В состав сухого воздуха в небольшом количестве входят некоторые газообразные примеси (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Средние данные о газовых примесях

Газ	Объемное содержание, %	Газ	Объемное содержание, %
Метан (CH_4)	$1.5 \cdot 10^{-4}$	Двуокись азота (NO_2)	от 0 до $2 \cdot 10^{-6}$
Оксид углерода (CO)	от 0 до следов	Радон (Rn)	$6 \cdot 10^{-18}$
Сернистый газ (SO_2)	от 0 до 10^{-4}	Йод (I_2)	от 0 до 10^{-6}
Закись азота (N_2O)	$5 \cdot 10^{-5}$		

Содержание этих газов имеет как природное, так и антропогенное происхождение, под влиянием которого их концентрация увеличивается в глобальном масштабе.

2.4. Атмосферный аэрозоль

В состав атмосферного воздуха входят многочисленные взвешенные в нем твердые и жидкие примеси – так называемые *аэрозоли*. Радиус твердых частиц аэрозоля составляет $10^{-8} \div 10^{-2}$ см, капель – $10^{-5} \div 10^{-1}$ см.

Атмосферный аэрозоль является продуктом сложной совокупности химических и физических процессов, следствием которых и относительно короткого времени жизни аэрозоля его химический состав и физические характеристики очень изменчивы.

Атмосферный аэрозоль в зависимости от его состава или источников можно разделить на следующие классы.

К аэрозолям природного происхождения относятся:

– *частицы почвы и продукты выветривания горных пород (пыль)*: количество этих частичек, поступающих в атмосферу в течение года колеблется в пределах 130–8000 млн. т;

– *вулканическая аэрозоль (пепел)*, поступающая в атмосферу в количестве 200÷1000 млн. т в год;

– *продукты испарения морских брызг* (в основном NaCl), количество которых колеблется в пределах 300–1300 млн. т в год;

– *частицы сажки от лесных пожаров*, поступающих в атмосферу в количестве от 3 до 360 млн. т в год;

– *космическая пыль*, образующаяся при сгорании метеоритов в количестве от 0,25 до 14 млн. т в год;

– *частицы биогенного происхождения*, непосредственно выброшенные в атмосферу (пыльца растений, микроорганизмы и др.) и образовавшиеся в результате конденсации летучих органических соединений (терпены) или химических реакций между этими соединениями, а также *продукты природных газообразных реакций* (например, сульфаты, возникающие за счет восстановления серы, поступающей с поверхности океана); суммарное поступление этих частиц в атмосферу лежит в пределах 345–1460 млн. т в год.

Общее количество аэрозолей естественного происхождения изменяется в пределах от 978 до 12100 млн. т в год.

Второй класс составляет аэрозоль антропогенного происхождения. К источникам этого аэрозоля принадлежат:

– *непосредственные выбросы промышленных предприятий, транспорта и установок для сжигания топлива* (частицы сажки, дыма, дорожной пыли и др.), а также *продукты выветривания сельскохозяйственных угодий*; в общей сложности от этих источников поступает от 18 до 240 млн. т частиц в год;

– *продукты газофазных реакций* (так называемые вторичные аэрозоли), которые образуются при процессах горения и химических реакций (сульфаты, нитраты, органические соединения); количество этого аэрозоля изменяется от 100 до 360 млн. т в год.

Всего же антропогенные источники выбрасывают от 118 до 601 млн. т вещества в год.

Приведенные количественные показатели поступления различного рода аэрозоля в атмосферу имеют значительную погрешность. В особенности это относится к оценке выбросов от естественных источников. Так, количество почвенной пыли, попадающей в атмосферу, оценивается лишь с точностью до двух порядков. Согласно одним источникам, количество аэрозолей, образующихся в результате лесных пожаров, составляет 36-360 млн. тонн в год, а по другим – всего около 3 млн. т/год.

Ежегодный суммарный выброс пыли от всех источников в среднем составляет 2,3 млрд. т с отклонением $\pm 1,4$ млрд. т.

Особое место среди атмосферных примесей занимают продукты искусственного радиоактивного распада, попадающие в атмосферу при испытательных взрывах атомных и термоядерных установок, а также при техногенных авариях на АЭС.

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в физических процессах, происходящих в атмосфере.

Гигроскопические частицы морской соли, попадающей в атмосферу при разбрызгивании морской воды, а также гигроскопические частицы пыли играют в атмосфере роль ядер конденсации, т.е. центров, к которым присоединяются молекулы водяного пара, образуя водяные капельки. Роль ядра конденсации заключается в том, что оно вследствие своей гигроскопичности увеличивает устойчивость образовавшегося зародыша капельки. Если воздух искусственно освободить от ядер конденсации, то конденсации не будет даже при большом перенасыщении.

Важными ядрами конденсации, как уже говорилось выше, являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской соли. Они попадают в воздух в больших количествах при волнении моря и разбрызгивании морской воды и при последующем испарении капелек в воздухе. На гребнях волн возникают пузырьки воздуха, которые затем лопаются, в результате чего и происходит разбрызгивание. Разрыв только одного воздушного пузыря диаметром 6 мм дает примерно 1000 капель. При ветре 15 м/с с одного квадратного сантиметра поверхности моря за одну

секунду попадает в воздух несколько десятков ядер конденсации массой порядка 10^{-5} г каждое. Солевые и вообще гигроскопические ядра попадают также в атмосферу при распылении почвы.

Возникшие таким путем ядра конденсации имеют размеры порядка *десятых и сотых долей микрометра*. Ядра конденсации вследствие своей малости не оседают, а переносятся воздушными течениями на большие расстояния. При этом из-за своей гигроскопичности они чаще всего плавают в атмосфере в виде мельчайших капелек насыщенного соляного раствора. При повышении относительной влажности капельки начинают расти, а при значениях влажности около 100% они превращаются в видимые капельки облаков и туманов. Однако облачные капельки возникают не на всех, а только на *наиболее крупных ядрах* радиусом более 1 мкм.

Такой же процесс происходит на гигроскопических твердых частичках и капельках, являющихся *продуктами сгорания или органического распада*. Это азотная кислота, серная кислота, сульфат аммония и пр. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации. Поэтому, например, туманы в городах возникают чаще и бывают интенсивнее, чем в загородных местностях.

Часть молекул атмосферных газов и частиц атмосферного аэрозоля несут *электрические заряды*. Эти заряженные частички называют *ионами*. Ионы в нижних слоях атмосферы называют *легкими*, если они молекулярных размеров, и *тяжелыми*, если они являются жидкими или твердыми частичками. В результате того, что в атмосфере преобладают положительные электрические заряды, суммарный заряд атмосферы положительный. Земная поверхность также обладает электрическим зарядом, но в общем отрицательным. Между атмосферой и земной поверхностью возникает определенная разность потенциалов. Градиент этого потенциала численно равен *напряженности* атмосферно-электрического поля.

Электрическое поле атмосферы вызывает появление *токов проводимости*, направленных обычно от положительно заряженной атмосферы к отрицательно заряженной земной поверхности.

Присутствие аэрозоля в атмосфере оказывает существенное влияние на электрические характеристики атмосферы: электропроводность, напряженность электрического поля, плотность электрического тока. Наличие аэрозольных частиц приводит к изменению концентрации положительных и отрицательных легких ионов. Анализ данных измерений электропроводности на сети станций атмосферного электричества показывает, что в районах с увеличенным содержанием аэрозоля наблюдается уменьшение электропроводности. Напряженность электрического поля в промышленных районах с сильным загрязнением воздуха увеличивается.

Атмосферный аэрозоль влияет на оптические свойства атмосферы, в частности, на *горизонтальную дальность видимости*. При наличии аэрозольных частиц изменяются условия рассеяния и поглощения оптического излучения в видимой части спектра. Если сильное помутнение воздуха вызвано содержанием большого количества пылевых или дымовых частичек, то это явление называют *мглой*. Мгла часто наблюдается в пустынных и степных районах, при лесных пожарах и над промышленными центрами.

Горизонтальная дальность видимости при сильной мгле может уменьшаться до 1 км и менее. Мгла является частым явлением в Средней Азии, особенно в теплое время года.

Некоторые разновидности атмосферного аэрозоля, поступающего в атмосферу от природных, и особенно от антропогенных источников, являются токсичными. К ним относятся такие токсичные металлы, как мышьяк, кадмий, ртуть, свинец, цинк, железо, а также канцерогенные вещества (сажа, промышленная пыль, радионуклиды и некоторые хорошо растворимые неорганические фториды и др.).

Все эти вещества могут заметно изменить *качество воздуха*, под которым понимается степень соответствия его физико-химических и биологических характеристик потребностям человека. Возникают опасные уровни загрязнения атмосферы, которые могут резко ухудшить состояние здоровья человека, нередко негативно влиять на растительный и животный мир.

Для предотвращения негативного влияния такого рода аэрозолей разработаны критерии качества атмосферного воздуха, среди которых одними из основных являются *предельно допустимые концентрации* (ПДК) для населенных мест.

Природные и антропогенные источники атмосферного аэрозоля неоднородно распределены по территории земного шара, а их интенсивность неодинакова во времени. В связи с этим содержание аэрозоля имеет выраженный суточный и сезонный ход. Над природными ландшафтами максимум содержания аэрозоля обычно наблюдается днем, минимум – ночью. В промышленных городах суточный ход, как правило, противоположен. Годовой ход характеризуется максимумом летом, минимумом – зимой над естественными ландшафтами. В индустриальных районах максимум содержания аэрозолей наблюдается обычно зимой.

В географическом отношении максимум содержания аэрозоля наблюдается над континентами, пустынями и городами. Пониженное содержание является обычным для водоемов, сельских местностей и лесных массивов.

Основное количество атмосферного аэрозоля сосредоточено в нижнем слое атмосферы, толщиной 300–500 метров.

2.5. Водяной пар в атмосфере

К составным частям воздуха всегда, по крайней мере в нижней части атмосферы, примешан *водяной пар*, т.е. вода в газообразном состоянии. Атмосферный воздух, содержащий водяной пар, называется *влажным* воздухом. Его можно рассматривать как смесь сухого воздуха и водяного пара. В этом влажном воздухе у поверхности Земли водяной пар составляет в среднем от 0,2% в полярных широтах до 2,5% у экватора. В отдельных случаях возможно содержание водяного пара почти от нуля до 4%.

Водяной пар играет исключительно важную роль как в физиологических, так и в атмосферных процессах на нашей планете.

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу путем испарения с водных поверхностей, с влажной почвы и путем транс-

пирации растений. От земной поверхности он распространяется вверх, а воздушными течениями переносится из одних мест в другие.

В атмосфере может возникать состояние *насыщения*. В таком состоянии воздух содержит количество водяного пара, предельно возможное при данной температуре. Водяной пар при этом называют *насыщающим*, а воздух, содержащий его, *насыщенным*.

Состояние насыщения достигается при понижении температуры воздуха. При дальнейшем охлаждении воздуха часть водяного пара становится избыточной и либо *конденсируется*, либо *сублимируется*, т.е. переходит в жидкое или твердое состояние. При этом в воздухе возникают водяные капельки и ледяные кристаллики облаков и туманов. Облака могут снова испаряться. Кроме того, капельки и кристаллики облаков, укрупняясь тем или иным путем, могут выпадать на Землю в виде осадков.

Таким образом, водяной пар участвует во *лагообороте*, представляющем собой часть общего круговорота воды в природе, включающем испарение с поверхности Земли, перенос водяного пара, ее конденсацию (или сублимацию), образование облаков, выпадение осадков.

Так как процессы испарения, конденсации и выпадения осадков происходят неодинаково в разных частях земного шара и неравномерно во времени, то содержание водяного пара в атмосфере, количество облаков и осадков распределяются на нашей планете довольно сложным образом. Все перечисленные величины являются важнейшими элементами погоды. Многолетние средние значения этих величин становятся устойчивыми характеристиками климата данной местности.

Наличие водяного пара в атмосфере существенно сказывается на тепловых условиях атмосферы и земной поверхности. На испарение воды с земной поверхности затрачивается большое количество тепла, которое затем воздушными течениями может переноситься в скрытом состоянии на огромные, до нескольких тысяч километров, расстояния. При конденсации водяного пара в атмосфере это тепло отдается воздуху.

Водяной пар поглощает инфракрасное излучение земной поверхности в большей части спектра от 4,5 до 80 мкм, за исключением интервала между 8,5 и 11 мкм. При среднем содержании водяного пара в атмосфере радиация с длинами волн от 5,5 до 7,0 мкм и более поглощается почти полностью, радиация других волн – частично. В свою очередь, водяной пар сам излучает инфракрасную радиацию, которая поступает в большей части к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и тем самым нижних слоев воздуха. Таким образом, водяной пар является основной причиной тепличного эффекта атмосферы.

Облака обладают большой отражательной способностью (альбедо), вследствие чего они уменьшают приход солнечной радиации к земной поверхности. В этом отношении облака играют заметную погодообразующую роль.

2.6. Характеристики влажности воздуха, соотношения между ними

Содержание водяного пара в воздухе называют *влажностью воздуха*. Для характеристики влажности воздуха применяют несколько так называемых *гигрометрических величин*, к которым относятся: давление водяного пара, абсолютная и относительная влажность, массовая доля водяного пара, отношение смеси, точка росы, дефицит давления и точки росы.

Парциальное давление водяного пара или давление пара (e). Эту величину иногда называют *упругостью* водяного пара. В большинстве стран мира, в том числе в Узбекистане, единицей измерения давления водяного пара является *гектопаскаль* (гПа). В некоторых странах (США и др.) – это дюйм. При данной температуре давление водяного пара не может превышать некоторое предельное значение E , называемое давлением насыщенного водяного пара или упругостью насыщения. Давление насыщения зависит от температуры воздуха (увеличивается при увеличении температуры).

Абсолютная влажность (а). Это масса водяного пара в граммах в 1 м³ влажного воздуха (г/м³). Если упругость водяного пара измеряется в гПа, а температура в Кельвинах, то абсолютная влажность определяется по формуле:

$$a = 217 \frac{e}{T} \quad (2.1)$$

Относительная влажность (f). Это отношение фактического давления водяного пара e к давлению насыщения E над плоской поверхностью чистой воды, выраженное в процентах:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\% \quad (2.2)$$

Массовая доля водяного пара или доля пара (S). Это отношение массы водяного пара в определенном объеме к массе влажного воздуха в том же объеме. Определяется S по формуле:

$$S = \frac{622e}{P - 0,378e} \quad (2.3)$$

При практических, а также при многих теоретических расчетах слагаемым $0,378e$ можно пренебречь по сравнению с P . Поэтому формулу (2.3) чаще записывают в виде:

$$S = 622 \frac{e}{P}, \quad (2.4)$$

где S измеряется в промилле (‰), что представляет собой массу водяного пара в граммах в 1 кг влажного воздуха.

Отношение смеси (r). Это отношение массы водяного пара в определенном объеме воздуха к массе сухого воздуха в том же объеме. Отношение смеси численно равно количеству водяного пара, приходящемуся на 1 кг сухого воздуха. Определяется r по формуле:

$$r = \frac{622e}{P - e} \quad (2.5)$$

Количественные различия между S и r малы, поэтому формула (2.4) может быть использована для расчета как S , так и r .

Дефицит давления – d . Это разность между давлением насыщения E при данной температуре и фактическим давлением водяного пара e :

$$d = E - e \quad (2.6)$$

Температура точки росы (τ). Это температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар при постоянных общем атмосферном давлении (изобарический процесс) и массовой доле водяного пара становится насыщенным (по отношению к плоской поверхности воды). При данной температуре воздуха точка росы в зависимости от фактической упругости водяного пара может принимать самые различные значения.

При отрицательных температурах воздуха вводится понятие *температуры точки льда* (*иней*). Это температура, при которой находящийся в воздухе водяной пар при неизменных атмосферном давлении и массовой доле водяного пара достигает состояния насыщения по отношению к плоской поверхности чистого льда.

Дефицит точки росы (Δ). Это разность между температурой воздуха T и точкой росы τ :

$$\Delta = T - \tau \quad (2.7)$$

Температура измеряется в одной и той же системе единиц измерения: либо в международной стоградусной шкале, либо в шкале Кельвина.

2.6. Уравнение состояния влажного воздуха. Виртуальная температура

Состояние каждого из атмосферных газов определяется значениями трех величин: температуры (T), давления (P) и плотности (ρ). Эти величины всегда связаны между собой уравнением, которое носит название *уравнение состояния газа*.

Все газы, составляющие атмосферный воздух, находятся при температурах, которые выше *критических температур*. Исключением являются двуоксид углерода и водяной пар. Углекислый газ, хотя и имеет критическую температуру выше, чем

наблюдаемые температуры воздуха, далеки от состояния насыщения, поскольку его парциальное давление в условиях земной атмосферы мало.

По своим физическим свойствам газ тем ближе к идеальному, чем выше его температура по сравнению с критической, а также чем меньше его давление по сравнению с давлением насыщения. При условиях, наблюдающихся в атмосфере, газы, входящие в состав воздуха, являются фактически идеальными. Поэтому для них можно использовать уравнение состояния идеального газа:

$$PV = \frac{m}{\mu} RT, \quad (2.8)$$

где R – универсальная газовая постоянная, μ – молярная масса сухого воздуха, m – масса сухого воздуха.

Так как $\rho_c = \frac{m}{\mu}$, а $R_c = \frac{R}{\mu}$, то (2.8) можно представить:

$$\rho_c = \frac{P}{R_c T}, \quad (2.9)$$

где R_c – удельная газовая постоянная сухого воздуха.

Уравнение 2.8 – это *уравнение состояния сухого воздуха*. Численное значение газовой постоянной сухого воздуха R_c равно:

$$R_c = 287 \text{ Дж}/(\text{кг}\cdot\text{К})$$

Так как реально наблюдаемые температуры в атмосфере ниже критической температуры водяного пара, то его физические свойства могут отличаться от свойств идеального газа. Однако экспериментально установлено, что физические свойства водяного пара практически близки к свойствам идеального газа. По этой причине уравнение состояния водяного пара с достаточной степенью точности можно записать в виде:

$$\rho_n = \frac{e}{R_n T}, \quad (2.10)$$

где R_n – удельная газовая постоянная водяного пара, равная $R_n = 461$ Дж/(кг·К).

Влажный воздух представляет собой механическую смесь сухого воздуха и водяного пара. Сухой воздух и водяной пар равномерно распределены по всему объему влажного воздуха. Тогда плотность влажного воздуха будет равна сумме плотностей сухого воздуха и водяного пара, т.е.:

$$\rho = \rho_c + \rho_n = \frac{P - e}{R_c T} + \frac{e}{R_n T} \quad (2.11)$$

Преобразуем выражение (2.11) с учетом того, что $R_n = 1,61 R_c$, и получим формулу:

$$\rho = \frac{P}{R_c T (1 + 0,378 e/P)} \quad \text{или} \quad \rho = \frac{P}{R_c T (1 + 0,608 S)} \quad (2.12)$$

Формула (2.12) – это уравнение состояния влажного воздуха.

Обозначим через $T_v = T(1 + 0,378 e/P)$. Тогда уравнение состояния влажного воздуха примет вид:

$$\rho = \frac{P}{R_c T_v}, \quad (2.13)$$

где T_v – виртуальная температура.

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 упругостью пара e . Из сравнения уравнения (2.13) с уравнением (2.9) следует, что при одинаковых температуре и давлении плотность влажного воздуха всегда меньше плотности сухого воздуха. Физически это объясняется тем, что в состав влажного воздуха входит более легкий (по сравнению с сухим воздухом) водяной пар, который вытесняет часть сухого воздуха.

Часто виртуальную температуру представляют в виде суммы $T_v = T + \Delta T_v$, где ΔT_v – виртуальный добавок. Из сравнения последнего выражения с (2.12) следует:

$$\Delta T_v = 0,378 e/P \quad (2.14)$$

Из (2.14) следует, что виртуальный добавок, а вместе с ним и роль влажности в изменении плотности воздуха малы при низких температурах и достаточно велики при высоких.

2.7. Вертикальное строение атмосферы

Атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна как по вертикали, так и по горизонтали. Изменяются такие физические величины, как температура, давление, плотность, состав и влажность воздуха, содержание твердых и жидких примесей, скорость ветра и др. Наиболее резко они изменяются по вертикали.

Существует несколько признаков, на основе которых атмосферу делят на слои в вертикальном направлении. Это состав атмосферного воздуха и наличие заряженных частиц, характер взаимодействия атмосферы с земной поверхностью, влияние атмосферы на летательные аппараты, термический режим атмосферы.

По составу воздуха атмосфера делится на *гомосферу* и *гетеросферу* (см. 2.1). По этому же признаку в атмосфере выделяют *озоносферу* (20–55 км), в которой сосредоточена основная масса озона. Выше 90–100 км в атмосфере резко возрастает содержание заряженных частиц. По этой причине слой атмосферы, расположенный выше указанного уровня называется *ионосферой*.

Внешнюю часть атмосферы, где взаимные столкновения частиц редки и преобладающая их часть заряжена, составляет радиационный пояс Земли. Граница радиационного пояса со стороны освещенной Солнцем части Земли в плоскости геомагнитного экватора лежит на расстоянии 10–12 радиусов Земли. В неосвещенной части она несколько ближе к Земле (9–10 радиусов).

По признаку взаимодействия атмосферы с земной поверхностью атмосферу делят на *пограничный слой (слой трения)* и *свободную атмосферу*. В пограничном слое, высота которого в среднем составляет 1–1,5 км, на характер движения большое влияние оказывают силы вязкого трения. В этом слое хорошо выражены суточные изменения многих метеорологических величин (температура, влажность, ветер и др.). Внутри пограничного слоя выделяют *приземный слой атмосферы* (высотой 50–100 м),

в пределах которого метеорологические величины резко изменяются с высотой.

В свободной атмосфере (выше 1–1,5 км) в первом приближении силами турбулентного трения пренебрегают.

По влиянию атмосферы на полет искусственных спутников Земли и других космических аппаратов атмосферу делят на *плотные слои (собственно атмосферу) и околоземное пространство*, нижняя граница которого располагается на высоте около 150 км. На верхней границе этого слоя сопротивление атмосферы настолько велико, что космический аппарат с выключенной двигательной установкой не может совершить хотя бы один оборот вокруг Земли.

Наиболее отчетливо различие в свойствах слоев атмосферы проявляется в характере изменения температуры воздуха с высотой. По этому признаку атмосфера делится на пять слоев: *тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу* (рис. 1).

Тропосфера простирается от поверхности Земли до высоты примерно 15,3 км в тропиках (30° с.ш. и 30° ю.ш.) и до высоты 8,5–10 км вне этой зоны. В среднем повсюду в тропосфере температура убывает с высотой с вертикальным градиентом 6,5°С на 1 км.

В тропосфере происходят основные процессы преобразования энергии Солнца в кинетическую энергию атмосферных движений, в скрытое тепло водяного пара. Здесь протекают основные фазовые переходы влаги, формируются облака и осадки. В



Рис. 1. Схема вертикального строения атмосферы

тропосфере возникают крупномасштабные вихри – циклоны и антициклоны, происходит непрерывный круговорот воды. В ней сосредоточена основная масса атмосферы – от 75% в умеренных и высоких широтах до 90% – низких.

Переходный слой – тропопауза – отделяет тропосферу от стратосферы, в которой температура повышается до высоты примерно 34–35 км. Здесь наблюдается большая устойчивость, которая допускает только очень слабые вертикальные движения и перемешивание, что важно, в частности, для распределения в стратосфере малых газовых примесей. Стратосфера обычно очень суха: на высоте 20 км над тропиками концентрация водяного пара составляет всего 2 млн.⁻¹ (по объему), а над полярными широтами – около 5 млн.⁻¹. Тем не менее, на высотах 22–30 км образуются *перламутровые облака*. Выше 35 км температура продолжает повышаться до высоты 50 км, где она – порядка 270 К.

Над стратопаузой расположена мезосфера, в которой температура понижается с высотой и достигает 160 К в ее верхней части. Это способствует конденсации водяного пара и образованию на высоте около 80 км так называемых *серебристых облаков*.

Мезопауза, расположенная на высоте примерно 85 км, отделяет мезосферу от простирающейся выше термосферы, в которой температура начинает резко возрастать с высотой до 2000 К в периоды большой солнечной активности и до 1060 К при малой активности (ночью соответственно до 1300 и 730 К).

В термосфере, на высоте более 100 км, существенно меняется состав воздуха: распадаются все молекулы H_2O и CO_2 , а значительная доля молекул O_2 диссоциирует на атомы O . В этом слое усиливается ионизация частиц газов и возникает так называемый слой ионосферы E, а на еще больших высотах слой F. Движение частиц тут зависит и от приливных сил, создаваемых притяжением Солнца и Луны, в особенности в низких широтах.

В термосфере, попадающие в нее метеориты создают усиленную ионизацию и в то же время, распадаясь, образуют метеорную пыль. Потоки солнечных протонов и электронов вызывают полярные сияния и возмущения магнитного поля Земли, нарушающие на Земле дальнюю радиосвязь.

Термосфера плавно, на высоте более 450 км, переходит в следующий слой – экзосферу. В этой крайне разреженной части атмосферы становится возможным убегание из атмосферы легких газов – водорода и гелия.

2.8. Горизонтальная неоднородность атмосферы. Понятие о воздушных массах и фронтах

Неравномерное распределение материков и океанов на земном шаре, разнообразие ландшафтов суши приводит к тому, что поверхность Земли оказывается очень неоднородной по своим механическим, оптическим (альбедо) и теплофизическим свойствам. По этой причине атмосфера становится неоднородной не только по вертикали, но и в горизонтальном направлении. По горизонтали изменяются температура, влажность, облачность, осадки и другие метеорологические величины. Однако эти изменения происходят неодинаково. Образуются обширные области, в которых метеорологические величины изменяются по горизонтали медленно.

Большие объемы воздуха, сравнимые по своим горизонтальным размерам с размерами материков и океанов и обладающие определенными физическими свойствами, называют *воздушными массами (ВМ)*. Вертикальные размеры воздушных масс составляют несколько километров.

Воздушные массы по своим температурам и по другим свойствам (влажность, содержание пыли) носят на себе отпечаток своего *очага*, т.е. той области Земли, где ВМ сформировалась под воздействием однородной земной поверхности. Потом, перемещаясь в другие области Земли, воздушные массы переносят в эти области и свой режим погоды. Преобладание в данном районе в тот или иной сезон воздушных масс определенного типа или типов создает характерный климатический режим этого района.

В зависимости от региона формирования существует географическая классификация воздушных масс: *арктический воздух (АВ)*, *воздух умеренных широт (УВ)*, *тропический воздух (ТВ)*, *экваториальный воздух (ЭВ)*.

Арктический (антарктический) воздух, формируется в высоких широтах (в Арктике или Антарктиде). По сравнению с другими воздушными массами АВ обладает наиболее низкой температурой и абсолютной влажностью, а также наибольшей прозрачностью. Тропический воздух формируется в субтропических широтах океанов и материков. Ему свойственны наиболее высокие температуры, абсолютная влажность и наибольшая замутненность. Умеренный воздух формируется в средних широтах и по своим физическим свойствам занимает промежуточное положение между АВ и ТВ.

Каждый из основных типов воздушных масс (АВ, УВ и ТВ) делят, в свою очередь, на морской и континентальный воздух в зависимости от того, над какой поверхностью (водой или сушей) формировалась данная воздушная масса. Свойства морского и континентального воздуха различны, в том числе из-за влияния времени года. Так, летом КУВ теплее МУВ, а зимой – наоборот.

Свойства воздушных масс, прежде всего температура, непрерывно меняются при их перемещении из одних районов в другие. Происходит *трансформация* воздушных масс. Поэтому, наряду с типичными воздушными массами, будут наблюдаться и воздушные массы, переходные по свойствам.

По тепловому состоянию различают теплые и холодные воздушные массы (ТМ и ХМ). Воздушная масса, перемещающаяся с более холодной земной поверхности на более теплую (обычно из высоких широт в низкие) называется *холодной* воздушной массой. На своем пути холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она приходит. При этом она прогревается, притом преимущественно снизу, от земной поверхности. Поэтому в ней возникают большие вертикальные градиенты температуры и развивается конвекция с кучевыми и кучево-дождевыми облаками и ливневыми осадками. Воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность (в более высокие широты), называются *теплыми* массами. Они приносят потепление, но сами охлаждаются внизу, отчего в их нижних 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 также определяются нагреванием или охлаждением от земной поверхности в зависимости от сезона.

Смежные воздушные массы разделены между собой сравнительно узкими переходными зонами, в которых наблюдаются резкие изменения метеорологических величин по горизонтали. Эти зоны называют *фронтальными зонами* (рис. 2.). Длина таких зон достигает нескольких тысяч километров, толщина – лишь десятки километров. Фронтальные зоны наклонены под малым углом (в среднем $0,5^\circ$) к горизонту. Холодная масса, имеющая большую плотность, всегда располагается под фронтальной зоной, а теплая – над ней. Толщина фронтальной зоны значительно меньше горизонтальных размеров воздушных масс. Поэтому при теоретических исследованиях ее можно рассматривать как поверхность.

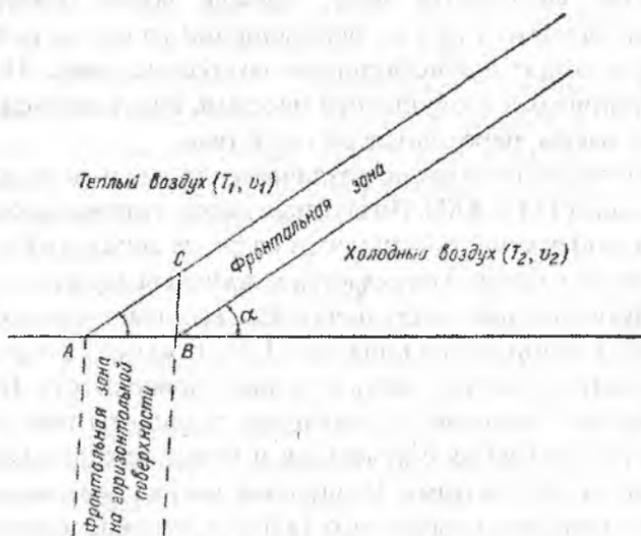


Рис. 2. Схема фронтальной зоны

Линия пересечения фронтальной поверхности с поверхностью Земли носит название *атмосферного фронта*.

Фронты между воздушными массами указанных выше основных географических типов называют *главными* фронтами, в отличие от менее значительных *вторичных* фронтов между массами одного и того же географического типа. Главные фронты между арктическим и воздухом умеренных широт носят название *арктических* фронтов, между умеренным и тропическим воздухом – *фронтов умеренных широт*, между тропическим и экваториальным воздухом – *тропических* фронтов.

С фронтами связаны особые явления погоды. Восходящие движения воздуха в зонах фронтов приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях. Атмосферные волны, возникающие в воздушных массах по обе стороны от фронта, приводят к образованию так называемых *атмосферных возмущений* – *циклонов и антициклонов*, определяющих режим ветра и другие особенности погоды.

Вместе с воздушными массами перемещаются фронтальные поверхности и фронты. В зависимости от направления движения различают теплые и холодные фронты. *Теплым фронтом (ТФ)* является такой фронт, который смещается в сторону холодной воздушной массы. С этим фронтом связано потепление: на смену ХМ приходит ТМ. *Холодные фронты (ХФ)* перемещаются в сторону теплой воздушной массы, с ними связаны похолодания.

Основные выводы

1. Атмосферный воздух представляет собой смесь молекул сухого воздуха, водяного пара и частиц аэрозоля. К постоянным составляющим сухого воздуха относятся азот, кислород, все инертные газы, двуоксид углерода и озон. Углекислый газ и водяной пар участвуют в создании парникового эффекта, озон – в защите от воздействия ультрафиолетового излучения Солнца. Атмосферный аэрозоль, имеющий естественное и антропогенное происхождение, играет важную роль в различных физических процессах в атмосфере, в том числе в ее загрязнении.

2. Содержание водяного пара в атмосфере принято выражать в различных величинах, употребляемых в зависимости от конкретно решаемой задачи.

3. Одним из основных уравнений физики атмосферы является уравнение состояния влажного воздуха.

4. Вертикальное строение атмосферы классифицируется по нескольким независимым признакам. Для решения большинства задач в физике атмосферы применяется признак изменения температуры воздуха с высотой.

Контрольные вопросы

1. Из каких основных газов состоит атмосфера? Как изменяется ее состав с высотой?
2. Какую роль в физико-атмосферных процессах играет озон и углекислый газ?
3. Что представляет собой атмосферный аэрозоль? Каковы естественные и антропогенные источники аэрозоля?
4. Какую роль играет атмосферный аэрозоль в физико-атмосферных процессах?
5. Какова роль водяного пара в атмосферных процессах?
6. Перечислите все характеристики влажности воздуха и дайте соотношения между ними.
7. При каких условиях выводятся уравнения состояния сухого и влажного воздуха? Что такое виртуальная температура?
8. По каким признакам атмосфера делится по вертикали?
9. Дайте характеристику основным слоям атмосферы, разделенной по вертикали по изменению температуры с высотой.
10. Что представляет собой воздушная масса? Перечислите основные воздушные массы и дайте им характеристику.
11. Что представляют собой атмосферные фронты? Каких типов они бывают?

Глава III. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Основные понятия

1. **Сила тяжести** – равнодействующая двух сил: силы земного тяготения, направленный к центру Земли и инерционной центробежной силы, обусловленной вращением Земли, направленной по радиусу широтного круга. Под влиянием силы тяжести любое тело в поле земного тяготения в пустоте падает вниз по отвесной линии с ускорением свободно падающего тела.

2. **Закон Паскаля** – давление на жидкость или газ, производимое внешними силами, передается жидкостью (газом) одинаково во всех направлениях.

3. **Изобарическая поверхность** – поверхность, на которой атмосферное давление во всех точках одинаково. Главными изобарическими поверхностями называют изобарические поверхности со значениями в гектопаскалях, кратными ста (1000, 900, 800, 700 гПа и т.д.), затем 50, 25 10 гПа, а также 850 гПа.

4. **Уровенная поверхность (поверхность уровня)** – поверхность равного потенциала в земном поле силы тяжести (в частности в атмосфере), на которой потенциал силы тяжести (геопотенциал) имеет одно и то же значение. Направление силы тяжести во всякой точке поверхности уровня нормально к этой поверхности. Одной из поверхностей уровня является поверхность мирового океана.

5. **Барическая система** – крупномасштабная область в земной атмосфере с определенным распределением атмосферного давления; форма барического поля; форма распределения давления. Барические системы делятся на области пониженного и повышенного давления.

6. **Горизонтальный барический градиент** – вектор – ∇p , характеризующий степень изменения атмосферного давления в про-

странстве. По числовой величине барический градиент равен производной от давления по нормали к изобарической поверхности, т.е. изменению давления на единицу расстояния в том направлении, в котором давление убывает наиболее быстро; направлен барический градиент по этой нормали в сторону убывания давления. Горизонтальный барический градиент направлен по нормали к изобаре в горизонтальной плоскости, в сторону убывания давления. Горизонтальный барический градиент определяется падением давления в гПа на расстоянии, равном 100 км.

7. Приливы (атмосферные) – волны планетарного масштаба в атмосфере, создаваемые притяжением Солнца и Луны, подобно приливам в мировом океане.

3.1. Основное уравнение статики атмосферы

Всякий газ производит давление на ограничивающие его стенки, т.е. действует на эти стенки с какой-то *силой давления*, направленной перпендикулярно к стенке. Сила давления – это вектор, направление которого совпадает с нормалью к поверхности (внутри объема). На выделенный внутри атмосферы какой-либо объем воздуха действует со стороны окружающего воздуха сила давления. Со своей стороны воздух изнутри этого объема оказывает такое же давление на окружающий воздух. Выделенный нами объем воздуха может быть сколь угодно малым и в пределе сводится к точке. Таким образом, в каждой точке в атмосфере имеется определенная величина *атмосферного давления или давления воздуха*.

Давление воздуха – это скаляр, равный отношению модуля силы давления к элементарной площади, на которую она действует.

Единицей давления в Международной системе единиц измерения (СИ) является Паскаль (Па). Один Паскаль есть давление, производимое силой в 1 Ньютон на площадь в 1 м^2 . В метеорологии давление измеряют в гектопаскалях (гПа).

Традиционно принято выражать давление в миллиметрах *ртутного столба*. $1 \text{ мм Hg} = 1,33 \text{ гПа}$. До введения СИ атмо-

сферное давление измерялось в *миллибарах* (1 мб = 1 гПа). В некоторых странах (США и др.) давление измеряется в *дюймах*.

Будем считать, что воздух – идеальный газ, а атмосфера находится в состоянии покоя по отношению к земной поверхности. Такое состояние атмосферы называется *статическим*. Выделим в атмосфере две поверхности с одинаковым значением давления (изобарические поверхности), расположенные на высотах z и $z+dz$ (рис. 3).

Давление на этих поверхностях обозначим через P и $P+dP$.

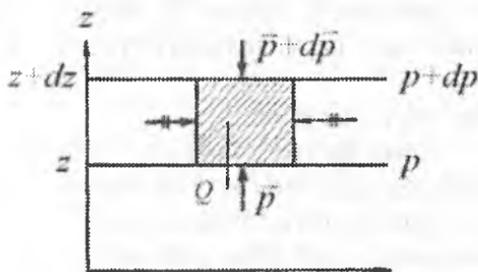


Рис. 3. Силы, действующие на элементарный объем воздуха.

Между изобарическими поверхностями P и $P+dP$ выделим объем воздуха с горизонтальными основаниями площадью 1 м^2 каждое. На нижнее основание этого объема со стороны смежного воздуха действует сила давления \bar{P} , направленная снизу вверх, на верхнее основание – сила давления $\bar{P} + d\bar{P}$ на-

правленная сверху вниз.

Силы давления, действующие на боковые грани объема в состоянии покоя, взаимно уравниваются.

На этот объем действует также сила тяжести \bar{Q} , равная по модулю:

$$Q = \rho g dz \quad (3.1)$$

и направленная по вертикали сверху вниз. Здесь ρ – плотность воздуха, g – ускорение силы тяжести.

Сумма проекций этих сил на ось z в состоянии покоя обращается в нуль:

$$P - (P+dP) - Q = 0 \quad (3.2)$$

Подставив вместо Q его выражение по соотношению (3.1), получим *основное уравнение статики атмосферы*:

$$-dP = \rho g dz \quad (3.3)$$

Разделив левую и правую части (3.3) на dz , получим другой вид основного уравнения статики атмосферы:

$$-\frac{dP}{dz} = \rho g \quad (3.4)$$

Величина $-\frac{dP}{dz} = G_z$ представляет собой вертикальную составляющую градиента давления. Правая часть (3.4) представляет собой силу тяжести, действующую на единичный объем воздуха (Н/м^3). *Основное уравнение статики* по своему физическому смыслу выражает *равновесие двух сил* – вертикального градиента давления и силы тяжести.

Из уравнения (3.4) следует три следствия.

а. Если $dz > 0$, то $dP < 0$, т.к. правая часть (3.4) всегда положительна. Следовательно, в атмосфере давление всегда *убывает с высотой*. Это справедливо и для движущейся атмосферы.

б. Выделим в атмосфере вертикальный слой воздуха с поперечным сечением 1 м^2 и высотой от данного уровня z до верхней границы атмосферы z_a . Вес этого столба равен Q . Так как вес элементарного столба высотой dz равен $\rho g dz$, то вес всего столба:

$$Q = \int_z^{z_a} \rho g dz \quad (3.5)$$

Проинтегрировав правую и левую части (3.3) в пределах от z , где давление P , до z_0 , где давление равно нулю, получим:

$$\int_p^0 -dp = \int_z^{z_0} \rho g dz \quad \text{или} \quad P = Q \quad (3.6)$$

Таким образом, *давление воздуха на каждом уровне равно весу столба воздуха единичного поперечного сечения и высоте от данного уровня до верхней границы атмосферы*.

В закрытых помещениях давление на каком-либо уровне, согласно закону Паскаля, не отличается от давления вне помещения на том же уровне. Это обстоятельство позволяет устанавливать приборы для измерения давления (ртутные барометры

или барометры-анероиды) в помещениях метеорологических станций.

в. Основное уравнение статики позволяет сделать выводы относительно скорости убывания давления с высотой. Согласно (3.3) при подъеме на одну и ту же высоту ($dz=const$) уменьшение давления ($-dP$) тем больше, чем больше плотность воздуха ρ (при постоянном ускорении свободного падения, $g=const$). С увеличением высоты плотность воздуха, как правило, убывает.

Следовательно, чем выше расположен уровень от поверхности Земли, тем меньше убывание давления при подъеме на одну и ту же высоту dz . Иными словами, расстояние между двумя изобарическими поверхностями, отстоящими друг от друга на одинаковую величину давления ($dP=const$), тем больше, чем больше высота от поверхности Земли.

Если точки расположены на одной и той же изобарической поверхности, то плотность воздуха в этих точках будет зависеть, согласно уравнению состояния, только от температуры воздуха.

Это означает, что при увеличении высоты на одно и то же значение ($dz=const$) относительно некоторой изобарической поверхности понижение давления в более холодной воздушной массе больше, чем в теплой массе, т.е. в холодной массе давление убывает с высотой быстрее, чем в более теплой воздушной массе. Это подтверждается тем, что в средней и верхней тропосфере в холодных ВМ преобладает низкое давление, а в теплых ВМ – высокое.

Оценим значение вертикального градиента давления при нормальных условиях вблизи уровня моря, где $\rho=1,29$ кг/м³ и $g=9,81$ м/с². Подставив эти значения в (3.4) получим значение этого градиента, равное 12,5 гПа/100 м. Таким образом, вблизи уровня моря давление уменьшается на 12,5 гПа при подъеме на 100 м.

3.2. Барометрические формулы

Используя основное уравнение статики устанавливаются закономерности вертикального распределения давления, плотности и массы воздуха. Это осуществляется с помощью барометрических формул, которые представляют собой интегральные

формы уравнения (3.3) при различных случаях распределения плотности воздуха.

Для получения интегральной формы основного уравнения статики проинтегрируем левую и правую части (3.3) в пределах от уровня моря ($z=0$), где давление P_0 , до произвольной высоты z , где давление P . При этом учтем, что, на основании уравнения состояния, плотность воздуха равна $\rho = \frac{P}{R_c T_v}$.

Тогда получим:

$$\int_{P_0}^P \frac{dP}{P} = - \int_0^z \frac{g dz}{R_c T_v} \quad (3.7)$$

После интегрирования и потенцирования имеем:

$$P = P_0 e^{- \int_0^z \frac{g dz}{R_c T_v}} \quad (3.8)$$

Уравнение (3.8) является общей барометрической формулой в интегральном виде. Уравнения (3.3) и (3.8) используются для получения различных барометрических формул. В общем случае температура и плотность воздуха являются довольно сложными функциями высоты, установить аналитический вид которых не всегда представляется возможным. Поэтому рассмотрим несколько частных случаев, различающихся различными предположениями относительно вертикального распределения температуры или плотности.

Однородная атмосфера. Предположим, что плотность воздуха с высотой не изменяется, т.е.:

$$\rho = \rho_0 = const, \quad (3.9)$$

где ρ_0 – плотность воздуха при $z=0$. Пренебрегается также зависимостью ускорения свободного падения от высоты ($g=const$) и будем считать воздух сухим ($T = T_v$). Такая атмосфера называется *однородной*. На основании уравнения (3.3), после его интегрирования в пределах давления от P_0 до P и высоты от 0 до z , получим *барометрическую формулу однородной атмосферы*:

$$P = P_0 - \rho_0 g z \quad (3.10)$$

Из (3.10) следует, что давление в однородной атмосфере убывает по линейному закону, а ее высота конечна, обозначим ее через H . Из (3.10) имеем:

$$0 = P_0 - \rho_0 g z \text{ или } H = \frac{P_0}{\rho_0 g} \quad (3.11)$$

Подставив ρ_0 из уравнения состояния для сухого воздуха, получим:

$$H = \frac{R_c T_0}{g} = \frac{273 R_c}{g} (1 + \alpha t_0), \quad (3.12)$$

где $\alpha \approx 0,0037 \text{ град}^{-1}$

Отсюда следует, что высота однородной атмосферы зависит только от температуры воздуха на поверхности Земли. При $t=0^\circ\text{C}$ она составляет $H_0 = 7993 \text{ м} \approx 8 \text{ км}$.

К атмосфере формула (3.10) не применима, так как дает далекое от реальности распределение давления с высотой. Но она дает удовлетворительные результаты для гидросферы, в которой плотность мало меняется с глубиной.

Температура воздуха, согласно уравнению состояния, изменяется в соответствии с соотношением

$$T = \frac{P}{R_c \cdot \rho_0} \quad (3.13)$$

Возьмем производную по высоте от левой и правой части (3.13):

$$\frac{dT}{dz} = \frac{1}{R_c \cdot \rho_0} \frac{dP}{dz} \quad (3.14)$$

Заменив $\frac{dP}{dz}$ из уравнения статики (3.4), получим:

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R_c}; \text{ если } \gamma_A = -\frac{dT}{dz}, \text{ то } \gamma_A = \frac{g}{R_c} \quad (3.15)$$

γ_A называют градиентом автоконвекции. Численно он равен $3.42^\circ\text{C}/100\text{м}$.

Из уравнения (3.15) следует, что в однородной атмосфере температура убывает с высотой по линейному закону:

$$T = T_0 - \gamma_A z \quad (3.16)$$

Изменение плотности воздуха с высотой. Рассмотрим, как изменяется плотность воздуха с высотой. С этой целью прологарифмируем, а затем продифференцируем по высоте левую и правую части уравнения состояния для сухого воздуха:

$$P = R_c \rho T \quad (3.17)$$

В результате проведенных операций получим:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dP}{dz} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz} + \frac{1}{T} \cdot \frac{dT}{dz} \quad (3.18)$$

Заменяя $\frac{dP}{dz}$ из уравнения статики (3.4) и подставляя ρ из (3.17), найдем:

$$\frac{1}{P} \cdot \frac{dP}{dz} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz} + \frac{1}{T} \cdot \frac{dT}{dz} \quad (3.19)$$

Так как $\frac{g}{R_c} = \gamma_A$, а $\frac{dT}{dz} = -\gamma$ — вертикальный градиент температуры в атмосфере, то приходим к результату:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz} = \frac{1}{T} (\gamma - \gamma_A) \quad (3.20)$$

Из формулы (3.20) следует три возможных случая:

а. Если $\gamma > \gamma_A$, то $\frac{d\rho}{dz} > 0$, т.е. плотность воздуха с высотой увеличивается. В этом случае более холодные и более плотные слои воздуха будут обрушиваться вниз, вытесняя более теплый воздух вверх. Начинается процесс интенсивного перемешивания воздуха по поверхности. Процесс называется *свободной* или *гравитационной конвекцией*. В реальных условиях он наблюдается в дневные часы (преимущественно в теплое время года) в

приземном слое атмосферы. В этот период времени реальные вертикальные градиенты температуры в приземном слое много больше γ_A .

б. Если $\gamma = \gamma_A$, то $\frac{dp}{dz} = 0$ или $p = const$. Это однородная атмосфера.

в. Если $\gamma < \gamma_A$, то $\frac{dp}{dz} < 0$, т.е. плотность воздуха убывает с высотой. В этом случае конвективные движения в пограничном слое атмосферы не развиваются.

Изотермическая атмосфера. Распределение давления с высотой в этом случае определяется при следующих предположениях: воздух сух ($T = T_0$), ускорение свободного падения постоянно по высоте ($g = const$), температура не изменяется с высотой, т.е. $T = T_0 = const$ (T_0 — температура на уровне моря).

При указанных предположениях из (3.8) получим *барометрическую формулу изотермической атмосферы*:

$$P = P_0 e^{-\frac{g(z-z_0)}{RT}} \quad (3.21)$$

Давление в изотермической атмосфере убывает с высотой по экспоненциальному закону, а ее высота равна бесконечности, т.е. $P \rightarrow 0$, только при $z \rightarrow \infty$. Изменение давления с высотой зависит от температуры. *При более высокой температуре давление в изотермической атмосфере убывает с высотой медленнее, чем при более низкой температуре.*

Пусть на произвольной высоте z_1 давление P_1 , а на высоте z_2 — давление P_2 . Используя два первых члена разложения функции e и учитывая соотношение (3.12), можно (3.21) записать в виде:

$$P_2 = P_1 \left(1 - \frac{z_2 - z_1}{H} \right) \quad (3.22)$$

Решая это уравнение относительно разности высот и учитывая численное значение H , получим:

$$z_2 - z_1 = 8000(1 + \alpha \bar{t}) \frac{P_1 - P_2}{P_1} \quad (3.23)$$

Это упрощенная барометрическая формула для изотермической атмосферы или *формула Бабине*. Здесь \bar{t} – средняя температура слоя между высотами z_2 и z_1 .

Формула (3.23) может применяться при определении разности высот в методе барометрического нивелирования.

Политропная атмосфера. В этом случае воздух сух ($T = T_D$), ускорение свободного падения постоянно по высоте ($g = \text{const}$), температура линейно изменяется с высотой:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (3.24)$$

где T_0 – температура на уровне моря или поверхности Земли, γ – вертикальный градиент температуры. После преобразования уравнения (3.8) с учетом условия (3.24) получим *барометрическую формулу для политропной атмосферы*:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{g/R\gamma} \quad (3.25)$$

Из (3.25) видно, что чем больше вертикальный градиент температуры (γ), тем быстрее убывает давление с высотой, а высота политропной атмосферы может изменяться в широких пределах. Определим высоту политропной атмосферы из условия:

$$T_0 - \gamma H_\gamma = 0 \text{ или } H_\gamma = \frac{T_0}{\gamma} \quad (3.26)$$

При $\gamma = 0$ высота политропной атмосферы становится неопределяемой ($H_\gamma \rightarrow \infty$). Это соответствует распределению давления в изотермической атмосфере.

При $\gamma = 3,42^\circ/100$ м и $T_0 = 273\text{К}$ высота политропной атмосферы составляет 7993 м, что соответствует высоте однородной атмосферы. Это означает, что плотность с высотой остается постоянной величиной. Очевидно, что если вертикальный градиент температуры $\gamma > 3,42^\circ/100$ м, то плотность с высотой будет увеличиваться.

Полная барометрическая формула (формула Лапласа).

Рассмотрим общий случай изменения давления с высотой.

Учтем изменение ускорения свободного падения в зависимости от широты (φ) и высоты (z):

$$g = g_0(1 - a_1 \cos 2\varphi)(1 - a_2 z), \quad (3.27)$$

где g_0 – ускорение свободного падения на уровне моря и на широте $\varphi = 45^\circ$, a_1 и a_2 – некоторые константы.

Тогда уравнение (3.3) после подстановки в него плотности из уравнения состояния влажного воздуха примет вид:

$$-\frac{dP}{P} = \frac{g_0(1 - a_1 \cos 2\varphi)(1 - a_2 z) dz}{R_c T_0 (1 + \alpha \bar{t})(1 + 0,608 \bar{S})} \quad (3.28)$$

Принимая во внимание, что $\frac{R_c T_0}{g_0} = H_0$ (высота однородной атмосферы), и после некоторых преобразований и интегрирования (3.28) получим:

$$z_2 - z_1 = -H_0(1 + \alpha \bar{t})(1 + 0,608 \bar{S})(1 + a_1 \cos 2\varphi)(1 + a_2 \bar{z}) \ln \frac{P_2}{P_1} \quad (3.29)$$

Поскольку $-\ln \frac{P_2}{P_1} = \ln \frac{P_1}{P_2} = 2,3 \lg \frac{P_1}{P_2}$, то полная барометрическая формула (Лапласа) окончательно примет вид:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha \bar{t})(1 + 0,608 \bar{S})(1 + a_1 \cos 2\varphi)(1 + a_2 \bar{z}) \lg \frac{P_1}{P_2} \quad (3.30)$$

Величина $B = 2,3 H_0 \approx 18400$ м называется *барометрической постоянной*, а средние значения \bar{t} и \bar{S} средней барометрической температурой и массовой долей водяного пара.

Уравнение (3.30) применяется на практике лишь при барометрическом нивелировании. Для решения большинства метеорологических задач, с достаточно высокой степенью точности, используют *барометрическую формулу реальной атмосферы*:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \frac{P_1}{P_2} \quad (3.31)$$

Соответственно формулу (3.8) можно записать в виде:

$$P_2 = P_1 e^{-\frac{g(z_2 - z_1)}{R_c \bar{T}}}, \quad (3.32)$$

где $\bar{T} = 273(1 + \alpha \bar{t})$ – средняя барометрическая температура слоя воздуха, заключенного между уровнями z_2 и z_1 . Средняя барометрическая температура – это такая постоянная в пределах слоя температура, которая обеспечивает значения давления на его границах, наблюдаемые при реальном распределении температуры с высотой. Практически \bar{T} приравнивают к средней арифметической температуре в слое.

Формулы (3.31) и (3.32) применяют для слоя заданной конечной толщины, для которого известно значение \bar{T} .

3.3. Барическая ступень

Для приближенной оценки изменения высоты по известной разности давлений часто используют барическую ступень.

Барической ступенью (h) называется такая высота, на которую нужно подняться с исходного уровня, чтобы давление понизилось на 1 гПа. Единица измерения барической ступени м/гПа.

По своему смыслу, барическая ступень является величиной, обратной вертикальному градиенту давления, т.е.:

$$h = -\frac{dz}{dP} \quad (3.33)$$

На основании основного уравнения статики (3.4) можно записать:

$$h = \frac{1}{\rho g} \quad (3.34)$$

Выразим плотность воздуха через его температуру и давление, используя уравнение состояния влажного воздуха:

$$h = \frac{R_c T}{P g} \quad (3.35)$$

Из уравнения (3.35) видно, что барическая ступень в теплой воздушной массе больше барической ступени в холодной массе ($h_T > h_X$). Поэтому на высотах давление в теплом и холодном воздухе будет неодинаковым: в теплом воздухе оно будет выше, чем в холодном. Следовательно, теплые области в атмосфере являются в высоких слоях областями высокого давления, а холодные области – областями низкого давления.

Значения барической ступени при разных температурах и давлениях приведены в таблице 3.1.

Таблица 3.1

Значения барической ступени (м/гПа)

Давление, гПа	Температура, °С				
	-40	-20	0	20	40
1000	6,7	7,4	8,0	8,6	9,3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

3.4. Применение барических формул

С помощью барометрических формул можно решать ряд практических задач.

а. Барометрическое нивелирование – нахождение разности высот по известным значениям давления и температуры на двух уровнях. Обычно используются формулы (3.23) или (3.31).

б. Приведение давления к уровню моря, т.е. нахождение давления на уровне моря по известным значениям давления на высоте метеорологической станции и средней температуры слоя. Средняя температура слоя определяется как среднее арифметическое между температурой на высоте метеорологической станции (T) и температурой на уровне моря (T_0). T_0 вычисляется по формуле:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (3.36)$$

где z – высота станции над уровнем моря, $\gamma = 0,6^\circ/100$ м – вертикальный градиент температуры в атмосфере.

Приведенное к уровню моря давление наносится на приземные синоптические карты. Этой операцией исключается влияние различий в высоте станций на величины давления и становится возможным выяснить горизонтальное распределение давления.

в. *Нахождение средней температуры столба воздуха по известным значениям высот и величин давления на них.* Для этого можно использовать формулу (3.31).

г. *Определение распределения атмосферного давления с высотой.* В среднем основным изобарическим поверхностям соответствуют следующие высоты: 1000 гПа – уровень моря, 850 гПа – 1,5 км, 700 гПа – 3,0 км, 500 гПа – 5,5 км, 400 гПа – 7,0 км, 300 гПа – 9,0 км, 200 гПа – 12,0 км, 150 гПа – 13,5 км, 100 гПа – 16,0 км, 50 гПа – 20,5 км, 10 гПа – 31,5 км. Из этих данных видно, что 50% атмосферы сосредоточены в слое 5,5 км, 80% – в слое 12,0 км, 90% – в слое 16,0 км, 99% – в слое 31,5 км.

д. *Определение массы атмосферы.* Масса воздушного столба с поперечным сечением 1 м^2 определяется из соотношения:

$$m = \int_0^{\infty} \rho dz \quad (3.37)$$

Предположим, что плотность воздуха в этом столбе постоянна $\rho = \rho_0 = \text{const}$ (ρ_0 – плотность воздуха на уровне моря), что соответствует условиям однородной атмосферы. Чтобы получить массу всей атмосферы надо массу воздушного столба « m » умножить на площадь земной поверхности, т.е.:

$$M = 4\pi R^2 \rho_0 H_0 \text{ или } M = 4\pi R^2 \frac{P}{R_c T_0} H_0, \quad (3.38)$$

где R – средний радиус Земли, равный примерно 6400 км, H_0 – высота однородной атмосферы. Подставляя численные значения величин, входящих в (3.38), получим массу атмосферы Земли.

3.5. Стандартная атмосфера

Расчеты, связанные с конструированием, испытанием и эксплуатацией летательных аппаратов (самолетов, ракет, искусственных спутников Земли, космических кораблей) и приборов, требуют сведения о значениях метеорологических величин (давление, температура, плотность, влажность воздуха, скорость ветра) и других физических параметров (ускорение свободного падения, вязкости воздуха, скорости звука) на разных высотах. Реальные значения перечисленных величин могут изменяться в широких пределах. Для сравнения результатов испытания летательных аппаратов и приборов, полученных в различных атмосферных условиях, принято их приводить к некоторым нормальным (стандартным) условиям. Таковую атмосферу с нормальным распределением по вертикали перечисленных физических величин называют *стандартной атмосферой (СА)*. Например, тарировка приборов (барометрический высотомер, указатель скорости ветра и др.) производится для стандартных условий. К ним вводятся поправки, учитывающие отклонение реальных условий от стандартных.

В 1981 году введена модель стандартной атмосферы «Атмосфера стандартная. Параметры» (Гост 4401 – 81), которая близко соответствует стандарту Международной организации гражданской авиации (МОГА). В этом стандарте представлено распределение по высоте основных метеорологических величин и некоторых динамических и кинематических характеристик атмосферы.

Вертикальное распределение температуры рассчитывалось для каждого из пяти слоев атмосферы (тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера и экзосфера) как линейная функция геопотенциальной высоты. В каждом слое вертикальный градиент соответствовал его среднему значению. Распределение давления рассчитывалось по барометрической формуле для изотермической и политропной атмосфер. Плотность воздуха определялась по (2.13).

Кроме основной модели СА, разработано еще несколько моделей, называемых справочными моделями. Модели разработаны отдельно для зимы (декабрь – январь) и лета (июнь – июль) для широт 30, 45, 60 и 80°, а для широты 15° – для всего года.

3.6. Геопотенциал. Абсолютная и относительная высота изобарических поверхностей

Распределение атмосферного давления в пространстве называют *барическим полем*. В каждой точке пространства атмосферное давление характеризуется одним числовым значением. Атмосферное давление и барическое поле являются *скалярными величинами* и их можно представить на плоскости *линиями равных значений – изобарами*, а в пространстве – *поверхностями равных значений – изобарическими поверхностями*.

Вся атмосфера как бы пронизана семейством изобарических поверхностей, огибающих земной шар. Эти поверхности наклонены относительно уровенных поверхностей, в том числе и уровня моря. Поэтому в разных своих точках каждая изобарическая поверхность в каждый момент времени находится на различных высотах над уровнем моря. Так как атмосферное давление непрерывно меняется с течением времени, то непрерывно меняется и расположение изобарических поверхностей в атмосфере.

Чтобы следить за изменениями барического поля (а также термического поля) ежедневно по данным радиозондирования во многих точках Земли составляют карты топографии изобарических поверхностей – *карты барической топографии* (БТ).

Высоты изобарических поверхностей определяются не в геометрических единицах длины, а в так называемых *геопотенциальных метрах* (сокращенно гп.м).

Введем понятие *геопотенциала*. Геопотенциалом Φ^* уровня называется работа, которую необходимо совершить, чтобы поднять единичную массу в поле силы тяжести от исходного уровня (обычно уровень моря) до заданного уровня.

Так как при подъеме единичной массы на высоту dz затрачивается работа $d\Phi^* = g dz$, то:

$$\Phi^* = \int_0^z g dz, \quad (3.39)$$

где z – высота точки над уровнем моря. Единица измерения геопотенциала – Дж/кг.

Геопотенциальная высота Φ представляет собой отношение геопотенциала Φ^* к нормальному ускорению свободного падения:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz \text{ или } d\Phi = \frac{g}{g_0} dz \quad (3.40)$$

Геопотенциальная высота имеет размерность длины.

Введем геопотенциальную высоту в барометрические формулы. Тогда формулу (3.8) можно записать в следующем виде:

$$P = P_0 e^{-\frac{g_0 \Phi}{R T_v}} \quad (3.41)$$

Преимущество формулы (3.41) по сравнению с (3.8) заключается в том, что при ее выводе путем перехода от z к Φ обеспечивается учет зависимости g от высоты.

На карту *абсолютной* барической топографии (АТ) наносят высоты определенной изобарической поверхности над уровнем моря на разных станциях и в определенном момент времени. *Абсолютной* высотой изобарической поверхности называется ее геопотенциальная высота Φ_p над уровнем моря.

Из формулы (3.41) следует, что:

$$\Phi_p = \frac{R}{g_0} \bar{T}_v \ln \frac{P_0}{P} \text{ или } \Phi_p = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_0}{P} \quad (3.42)$$

Согласно (3.42), Φ_p зависит (при $P = const$) от давления на уровне моря P_0 и средней температуры \bar{T}_v воздушного столба, заключенного между уровнем моря и изобарической поверхностью.

На картах АТ проводятся (обычно через 40 гпм) линии одинаковых значений Φ_p , которые называются *изогипсами*. Они представляют собой кривые пересечения изобарической поверхности с уровнями поверхностями. Изобарическая поверхность над циклонами имеет вогнутую форму, а над антициклонами – выпуклую. По этой причине циклоны и антициклоны на картах АТ представляют собой области с замкнутыми изогипсами, соответственно с низкими и высокими значениями Φ_p в центре.

На карты *относительной* топографии (ОТ) наносятся значения *относительных высот*. Они представляют собой превышение одной изобарической поверхности (P_2) над другой (P_1), в гп.м.

Формула для относительной высоты $\Phi_{P_1}^{P_2}$ имеет вид:

$$\Phi_{P_1}^{P_2} = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{P_1}{P_2} \quad (3.43)$$

Из формулы (3.43) видно, что $\Phi_{P_1}^{P_2}$ зависит только от средней температуры столба воздуха, заключенного между изобарическими поверхностями. Следовательно, *карты ОТ показывают распределение температуры в атмосфере*.

Линии равных значений $\Phi_{P_1}^{P_2}$ также называют *изогипсами*.

Областям высоких значений относительных высот соответствуют *очаги тепла*, а низких – *очаги холода* в атмосфере.

3.7. Барические системы

Для получения наглядного представления о распределении давления на земной поверхности строят карты *изобар* на уровне моря. Для этого на географическую карту наносят атмосферное давление, измеренное на метеорологических станциях и приведенное к уровню моря. Затем точки с одинаковым давлением соединяют плавными кривыми линиями. Изобары проводят через 5 гПа.

В зависимости от типа распределения давления изобары могут иметь самую разнообразную конфигурацию. По форме изобар и распределения давления различают перечисленные ниже области барического поля, или *барические системы*.

Барические системы основных типов – *циклон и антициклон* – на приземных синоптических картах изображаются *замкнутыми* концентрическими изобарами округлой или овальной формы. При этом в центре циклона давление ниже, чем на периферии (рис. 4, I), а в центре антициклона давление выше, чем на периферии (рис. 4, II). На картах БТ барические образования изо-

бражаются изогипсами. Изобарические поверхности в циклоне прогнуты вниз и виде воронок, а в антициклоне выгнуты вверх в виде куполов. Горизонтальные барические градиенты в циклоне направлены от периферии к центру, а в антициклоне – от центра к периферии. Размеры циклонов и антициклонов составляют в поперечники тысячи километров, в тропических циклонах – сотни километров.

Кроме описанных барических систем с замкнутыми изобарами, различают еще барические системы с *незамкнутыми* изобарами (рис. 4, III и IV).

Ложбина – это полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления. Изобары в ней либо близки к параллельным прямым, либо имеют вид латинской буквы V (в последнем случае ложбина, как правило, является вытянутой периферийной частью циклона). Центра в ложбине нет, но есть линия, на которой давление имеет минимальное значение, или (если изобары имеют вид буквы V) изобары резко меняют направление. Барические градиенты в ложбине направлены от периферии к оси.

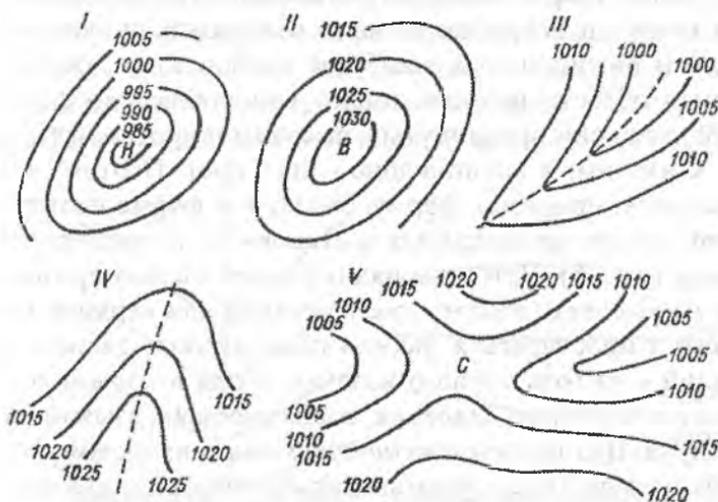


Рис. 4. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем: I – циклон, II – антициклон, III – ложбина, IV – гребень, V – седловина.

Гребень представляет собой полосу повышенного давления между двумя областями пониженного давления. Изобары в гребне либо напоминают параллельные прямые, либо имеют форму перевернутой латинской буквы V. В последнем случае гребень является периферийной частью антициклона, характеризующейся выпучиванием изобар. Гребень имеет линию, на которой давление максимальное или на которой изобарические поверхности сравнительно резко меняют направление. Барические градиенты в гребне направлены от оси к периферии.

Различают еще *седловину* (рис. 4, V) – участок барического поля между двумя циклонами (или ложбинами) и двумя антициклонами (или гребнями), расположенными крест-накрест. Изобарические поверхности в седловине имеют характерную форму седла: они поднимаются в направлении к антициклонам и опускаются в направлении к циклонам. Точка в центре седловины называется *точкой седловины*.

Под влиянием циклонов и антициклонов температурное поле в атмосфере становится несимметричным.

В передней (восточной) части циклона, где ветры направлены из низких широт, температура повышается, в тыловой (западной) части, где ветры направлены из высоких широт, она понижается. В антициклонах все будет наоборот, следовательно, изотермы в области циклона имеют волнообразную форму: в передней части они продвинуты к высоким широтам, в тыловой части – к низким; в антициклоне – наоборот. Поэтому изобары на высотах, принимая форму, близкую к форме изотерм, на некоторой высоте размыкаются и становятся такими же *волнообразными* (рис. 5). При этом над *передней* частью приземного циклона на высотах (обычно уже в средней или верхней тропосфере) будет простираться *гребень* повышенного давления, совпадающий с языком теплого воздуха, а над *тыловой частью ложбина* пониженного давления, совпадающая с языком холодного воздуха. Над приземным *антициклоном* напротив: под его передней частью будет формироваться *ложбина*, связанная с низкими температурами, а *теплой частью* – *гребень*, связанный с высокими температурами.

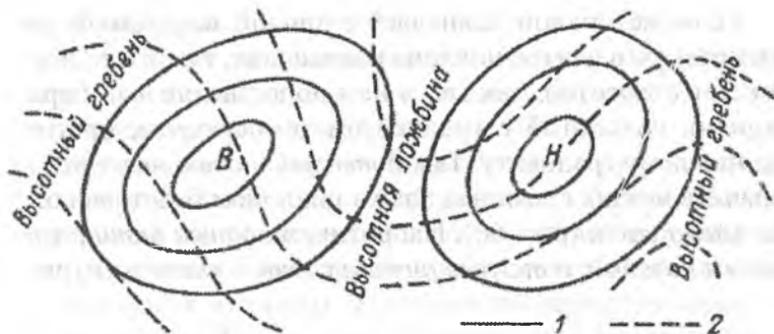


Рис. 5. Изобары в циклоне (H) и антициклоне (B) на уровне моря (1) и в высоких слоях (2).

В некоторых случаях температура в области циклона или антициклона изменяется незначительно, т.е. горизонтальные градиенты температуры малы. Тогда изобары остаются замкнутыми до больших высот. Но характер изменения барического поля с высотой зависит от температуры в области данной барической системы: более высокая или более низкая, чем вне ее.

Если циклон существует в *холодном* воздухе и температура самая низкая в его центральной части, то с высотой барические градиенты мало меняют направление, и замкнутые изобары с низким давлением в центре обнаруживаются до больших высот тропосферы. Такой холодный циклон является *высоким* (рис. 6а).

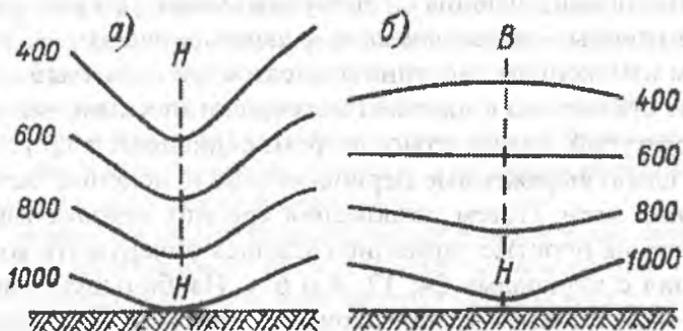


Рис. 6. Высокий (холодный) (а) и низкий (теплый) (б) циклоны. Изобарические поверхности в вертикальном разрезе.

Если же циклон совпадает с теплой воздушной массой и температуры в центре циклона наивысшие, такой циклон быстро исчезает с высотой, так как в нем дополнительный барический градиент, связанный с градиентом температуры, противоположен нижнему градиенту. Такой *теплый циклон является низким*. В вышележащих слоях над таким циклоном будет располагаться уже антициклон (рис. 66). Напротив, *холодные антициклоны являются низкими, а теплые антициклоны – высокими* (рис. 7).

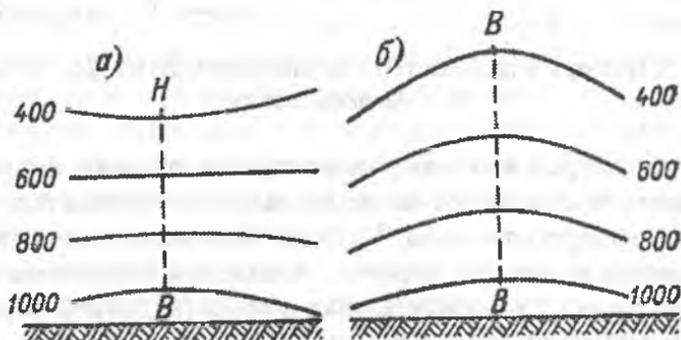


Рис. 7. Низкий (холодный) (а) и высокий (теплый) (б) антициклоны. Изобарические поверхности в вертикальном разрезе.

3.8. Суточный ход давления

Изменения давления со временем можно условно разделить на две группы – *периодические* и *непериодические*. К периодическим изменениям давления относятся его *суточный* и *годовой ход*. По сравнению с другими метеорологическими величинами (температурой, влажностью, ветром, радиацией и др.) давление имеет слабо выраженные периодические изменения, особенно в *суточном ходе*. Путем разложения средних кривых изменения давления на простые гармоники удалось обнаружить колебания давления с периодами 24, 12, 8 и 6 ч. Наибольшую амплитуду имеет полусуточная волна (период 12 ч.). Наиболее сильно полусуточные колебания выражены в тропических широтах, где амплитуда колебаний давления достигает 3–4 гПа. Максимумы

давления наблюдаются в 9–10 и 21–22 ч., минимумы – в 3–4 и 15–16 ч. местного среднесолнечного времени. В умеренных и высоких широтах периодические изменения давления в течение суток не превышают нескольких долей гПа.

Практического значения эти небольшие суточные колебания давления не имеют, но они представляют большой интерес с теоретической точки зрения. Достаточно надежно установлено, что они возникают в результате упругих колебаний атмосферы. Колебания могут возникать под влиянием периодического нагревания атмосферы солнечными лучами и происходящего при этом расширения воздуха с освещенной лучами стороны.

Определенное влияние оказывают приливообразующие силы Солнца и Луны. В атмосфере образуются приливоотливные движения, аналогично тем, которые возникают в океанах. Действительно, полусуточная волна содержит составляющую как с солнечным (12 час.), так и с лунным (12 час. 25 мин) периодами, т.е. солнечно-полусуточную и лунно-суточную волны. Последняя из этих волн выражена очень слабо. Над Западной Европой она составляет всего 0,01 – 0,04 гПа. Такие малые колебания не оказывают заметного влияния на процессы, протекающие в атмосфере.

Основные выводы

1. Основное уравнение статики атмосферы относится к основным уравнениям физики атмосферы. Используя это уравнение получены барометрические формулы, описывающие закономерности вертикального изменения давления и плотности воздуха.

2. Распределение атмосферного давления в пространстве описывается барическим полем, формы которого представлены барическими системами. Геометрия изобарических поверхностей представляется в виде карт абсолютной и относительной топографии.

3. Изменение взаимного расположения изобарических поверхностей и их деформация зависят от температурного поля атмосферы.

4. Периодические изменения давления выражаются в его суточном и годовом ходе.

Контрольные вопросы

1. В каких предположениях выводится основное уравнение статики? Каков его физический смысл?
2. Выведите барометрические формулы для однородной, изотермической и политропной атмосферы. Чем они различаются?
3. Выведите барометрические формулы для изменения плотности воздуха с высотой. Что такое гравитационная конвекция?
4. Выведите барометрические формулы Лапласа.
5. Что такое барическая ступень? Как она изменяется в зависимости от давления и температуры воздуха?
6. В каких целях применяют барометрические формулы?
7. Что представляет собой стандартная атмосфера и для каких целей она применяется?
8. Получите формулы для абсолютного и относительного геопотенциала. Для каких целей они применяются?
9. Дайте характеристику основным барическим системам.
10. Как изменяется давление с высотой в холодных и теплых циклонах и антициклонах?
11. Какие особенности имеет годовой и суточный ход давления?

Глава IV. ОСНОВЫ ТЕРМОДИНАМИКИ АТМОСФЕРЫ

Основные понятия

1. Энтропия – мера той части энергии системы, которая уже не может перейти в работу. В адиабатической системе, т.е. в системе без теплообмена со средой, энтропия остается неизменной при обратимом процессе и возрастает при необратимом процессе. Термодинамическому равновесию адиабатической системы соответствует состояние с максимальной энтропией.

2. Неустойчивость – свойство системы, выражающееся в том, что возмущения, вводимые в систему, будут возрастать по величине, максимальная их амплитуда будет больше начальной. Неустойчивые возмущения обычно экспоненциально возрастают со временем.

3. Устойчивость – обычно имеется в виду устойчивость стратификации атмосферы. Способность к затуханию вертикальных смещений воздуха внутри данного слоя.

4.1. Основные уравнения

В атмосфере непрерывно происходит переход одних видов энергии в другие. Общие закономерности преобразования энергии и изменения состояния атмосферы под влиянием притока тепла являются предметом *термодинамики атмосферы*.

Получим уравнение первого начала термодинамики применительно к атмосфере. Сообщим воздушной частице, которая имеет термодинамические параметры состояния P_p, T_p, ρ_p , некоторое количество тепла dq , Параметры окружающей частицу среды соответственно обозначив через P_e, T_e, ρ_e . Давление внутри частицы при малых скоростях ее движения равно давлению в окружающей ее среде: $P_i = P_e = P$ (условие квазистатичности).

При передаче тепла внутренняя энергия частицы увеличится на dU_i . Одновременно частица, перемещаясь в более высокие слои атмосферы, расширяется и совершает некоторую работу против внешних сил давления dA_i .

Согласно первому началу термодинамики:

$$dq = dU_i + dA_i \quad (4.1)$$

Рассматривая сухой воздух как идеальный газ, запишем:

$$dU_i = C_v dT_i \quad (4.2)$$

$$dA_i = P dv_i, \quad (4.3)$$

где C_v – удельная теплоемкость при $v = \text{const}$, dT_i – изменение температуры воздушной частицы, dv_i – приращение объема.

Выражение (4.3) неудобно для расчетов, т.к. удельный объем воздуха непосредственно не измеряется. Исключим эту величину, заменив ее из уравнения состояния газов для сухого воздуха:

$$PV_i = R_c T_i \quad (4.4)$$

Продифференцировав его по переменным P , V_i и T_i , получим:

$$P dv_i + v_i dP = R_c dT_i \quad (4.5)$$

Подставим (4.5) в уравнение (4.3):

$$dA_i = R_c dT_i - v_i dP \quad (4.6)$$

Заменим в (4.6) из уравнения (4.4)

$$dA_i = R_c dT_i - R_c T_i \frac{dP}{P} \quad (4.7)$$

Подставим (4.2) и (4.4) в (4.1) и преобразуем к виду:

$$dq = c_p dT_i - R_c T_i \frac{dP}{P} \quad (4.8)$$

где $c_p = c_v + R_c$ (известное из физики уравнение Майера).

Уравнение (4.8) является уравнением первого начала термодинамики, используемое в физике атмосферы. Еще его называют *уравнением притока тепла*.

Для сухого воздуха $C_v = 718 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$, $C_p = 1006 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$,

$$C_p - C_v = 288 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}, \quad \frac{C_p}{C_v} = \gamma = 1,4.$$

Обратим внимание на то, что согласно (4.8),

$$dT_i = \frac{dq}{C_p} + \frac{R_c T_i}{C_p} \cdot \frac{dP}{P}, \quad (4.9)$$

т.е. изменение температуры частицы может быть вызвано не только передачей (или отдачей) некоторого количества тепла dq , но и изменением внешнего давления. Если давление увеличивается ($dP > 0$), то при изменении dq произойдет повышение температуры частиц и наоборот. Если же $dq = 0$, то

$$dT_i = \frac{R_c T_i}{C_p} \cdot \frac{dP}{P}, \quad (4.10)$$

т.е. при отсутствии теплообмена с окружающей средой изменение температуры полностью определяется изменением давления.

4.2. Адиабатический процесс

Изменение температуры воздушной частицы может происходить без теплообмена с окружающей средой. Такой процесс называется *адиабатическим*. В реальных условиях любая масса воздуха не может быть полностью изолирована от теплового воздействия окружающей среды. Однако с достаточным приближением процесс можно считать адиабатическим, если атмосферный процесс протекает достаточно быстро и теплообмен за это время пренебрежимо мал. Для такого процесса $dq = 0$. Рассмотрим адиабатический процесс в сухом или влажном ненасыщенном воздухе. Такой процесс называют *сухоадиабатическим*. Тогда уравнение (4.8) примет вид:

$$c_p dT_i = R_c T_i \frac{dP}{P} \quad (4.11)$$

Уравнение (4.11) представляет собой уравнение адиабатического процесса в дифференциальной форме.

При адиабатическом процессе работа против внешних сил давления происходит за счет внутренней энергии. Если работа положительная, т.е. происходит расширение ($dv_i > 0$), то внутренняя энергия частицы уменьшается ($dT_i < 0$), и наоборот, при сжатии воздушной частицы ($dv_i < 0$) ее внутренняя энергия растет ($dT_i > 0$).

При подъеме воздушной частицы ее объем увеличивается ($dv_i > 0$), а давление понижается ($dP < 0$). Из (4.11) следует, что при этом температура воздушной частицы всегда понижается ($dT_i < 0$).

Приведем уравнение (4.11) к виду:

$$\frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_c}{c_p} \frac{dP}{P} \quad (4.12)$$

Проинтегрируем это уравнение в пределах от значений температуры T_{i0} и давления P_0 до их значений T_i и P :

$$\int_{T_{i0}}^{T_i} \frac{dT_i}{T_i} = \frac{R_c}{c_p} \int_{P_0}^P \frac{dP}{P}$$

и после потенцирования получим:

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_c}{c_p}} \quad (4.13)$$

Если примем отношение $\frac{c_p}{c_v} = \gamma$, то $\frac{R_c}{c_v} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} = 0,286$.

Тогда (4.13) примет вид:

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{\gamma - 1}{\gamma}} \quad (4.14)$$

Уравнения (4.13) и (4.14) представляют собой уравнения адиабатического процесса в интегральной форме (уравнение Пуассона) или уравнения сухой адиабаты.

Для влажного ненасыщенного воздуха вместо температуры T_i следует брать виртуальную температуру.

Определим, как изменяется температура воздушной частицы при сухоадиабатических перемещениях по вертикали. Для этого заменив в уравнении (4.12) отношение $\frac{dP}{P}$ и используя уравнение статики и уравнение состояния для сухого воздуха, получим:

$$-\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_e} \right), \quad (4.15)$$

где $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ — сухоадиабатический градиент, равный изменению температуры при адиабатическом перемещении по вертикали сухой воздушной частицы на единицу высоты. Так как $T_i \approx T_e$ то:

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p} \quad (4.16)$$

Величина γ_a равна $0,98^\circ\text{C}/100 \text{ м} \approx 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Таким образом, температура адиабатически поднимающейся сухой воздушной частицы понижается примерно на 1°C на каждые 100 м высоты. При опускании воздушной частицы ее температура повышается на 1°C на каждые 100 м высоты.

Уравнение $-\frac{dT_i}{dz} = \gamma_a$ можно проинтегрировать и решение записать в виде:

$$T_i = T_{i0} - \gamma_a (z - z_0) \quad (4.17)$$

Реальный воздух всегда содержит некоторое количество водяного пара. Соответствующие расчеты показывают, что если водяной пар не достиг состояния насыщения, то адиабатическое изменение температуры такого влажного воздуха мало отличается от адиабатического изменения температуры сухого воздуха. Следовательно, для влажного воздуха, не достигшего состояния насыщения, можно использовать уравнения (4.9), (4.14), (4.15) и (4.16), полученные для адиабатических изменений сухого воздуха.

4.3. Потенциальная температура

Важной характеристикой сухоадиабатического процесса является *потенциальная температура*. Потенциальной температурой θ называется температура, которую примет воздушная частица, если ее опустить или поднять сухоадиабатически с исходного уровня до уровня, где давление равно 1000 гПа.

При $P_0 = 1000$ гПа и температуре на этом уровне $T_{i0} = \theta$ уравнение Пуассона (4.14) можно записать в следующем виде:

$$\theta = T_i \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (4.18)$$

Потенциальная температура при сухоадиабатических перемещениях одной и той же воздушной частицы сохраняет *постоянное значение*. Это свойство используется в качестве характеристики воздушных масс.

Прологарифмировав и продифференцировав (4.18), получим:

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT_i}{T_i} - \frac{R_c}{C_p} \cdot \frac{dP}{P} \quad (4.19)$$

Согласно уравнению (4.12) правая часть (4.19) при адиабатическом процессе равна нулю ($\frac{d\theta}{\theta} = 0$, $d\theta = 0$ и $\theta = \text{const}$), т.е. при адиабатических перемещениях потенциальная температура не изменяется.

Если же в процессе движения воздушной частицы ее потенциальная температура изменилась, то это указывает на приток или отток тепла к этой частице. Это подтверждается сравнением уравнений (4.19) и (4.10), из которого следует, что

$$dq = C_p T_i \frac{d\theta}{\theta} \quad (4.20)$$

Изменение потенциальной температуры связано с изменением полной энергии воздушной частицы.

Используя уравнения статики и состояния для сухого воздуха, преобразуем второе слагаемое в правой части уравнения (4.19) к виду $-\frac{R_c}{C_p} \cdot \frac{dP}{P} = \frac{gT_i}{T_e} dz$.

Тогда уравнение (4.19) примет вид:

$$C_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = C_p dT_i + \frac{g T_i}{T_e} dz \quad (4.21)$$

Преобразуем это уравнение к следующему виду:

$$C_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = C_p dT_i + g dz + \frac{g(T_i - T_e)}{T_e} dz \quad (4.22)$$

Введем следующие обозначения:

$C_p dT_i = d\mathcal{E}_i + const$ – теплосодержание или энтальпия,

$g dz = d\Phi^* + const$ – потенциальная энергия (геопотенциал),

$g \frac{(T_i - T_e)}{T_e} dz = dE_i + const$ – энергия неустойчивости.

С учетом этих обозначений, уравнение (4.21) примет вид:

$$C_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = d\mathcal{E}_i + d\Phi^* + dE_i \text{ или } C_p T_i \frac{d\theta}{\theta} = d\Pi_i \quad (4.23)$$

где $\Pi_i = \mathcal{E}_i + \Phi^* + E_i$ – полная энергия частицы единичной массы.

При адиабатических перемещениях воздушной частицы ее полная энергия не изменяется:

$$\mathcal{E}_i + \Phi^* + E_i = const \quad (4.24)$$

4.4. Потенциальная температура и энтропия

Энтропия газа выражается через интеграл

$$S = \int \frac{dQ}{T} \quad (4.25)$$

Для сухого воздуха, используя уравнение притока тепла, получим

$$S = C_p \ln \frac{T_i}{T_{i0}} - R_c \ln \frac{P}{P_0} = C_p \left(\ln \frac{T_i}{T_{i0}} - \frac{R_c}{C_p} \ln \frac{P}{P_0} \right) \quad (4.26)$$

Прологарифмируем (4.18)

$$\ln \theta = \ln T_i + \frac{R_c}{C_p} (\ln 1000 - \ln P) \quad (4.27)$$

Из (4.26) и (4.27) находим, что

$$S = C_p \ln \theta - \left(C_p \ln T_{i0} - R_c \frac{P_0}{1000} \right) = C_p \ln \theta + C, \quad (4.28)$$

где C – численно выражает начальные условия.

Таким образом, энтропия газа тем больше, чем выше его потенциальная температура. При адиабатическом процессе потенциальная температура и, следовательно, энтропия не изменяются. Поэтому адиабатический процесс можно считать *изэнтропическим*.

Для практических целей можно строить карты высот определенной изэнтропической поверхности, например, поверхность с потенциальной температурой 273°, 283°С и других ее значений. На эти карты наносятся значения массовой доли водяного пара, скорость и направление ветра. Применение этих карт основано на том, что движение вдоль изэнтропической поверхности совершается без совершения работы. Тогда изэнтропическая карта характеризует крупномасштабные движения в атмосфере, в том числе восходящие и нисходящие потоки.

4.5. Влажноадиабатические процессы

Температура влажной ненасыщенной водяным паром воздушной частицы при ее подъеме понижается по сухоадиабатическому закону. Очевидно, что в этой частице неизменным остается и массовая доля водяного пара s .

Вследствие понижения температуры воздушной частицы при неизменном влагосодержании относительная влажность в ней будет возрастать и на определенном уровне достигнет 100%. Этот уровень называется *уровнем конденсации* z_k (рис. 8).

Если влажная, теперь уже насыщенная частица поднимается выше уровня конденсации, то вследствие дальнейшего понижения температуры начнется конденсация водяного пара. При

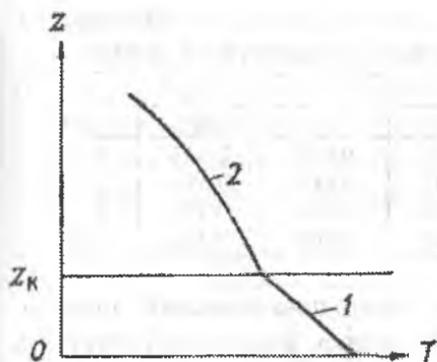


Рис. 8. Кривая состояния влажного воздуха. 1 - сухая адиабата, 2 - влажная адиабата

конденсации выделяется скрытая теплота парообразования (около 2,5 МДж при конденсации 1 кг водяного пара), в результате чего температура частицы выше уровня конденсации понижается медленнее. Это происходит потому, что часть работы расширения совершается за счет теплоты конденсации. Такой процесс называют *влажно-адиабатическим*.

Кривая, характеризующая изменение температуры воздушной частицы при ее адиабатических перемещениях, называется кривой состояния. Часть этой кривой, соответствующая изменению температуры насыщенной частицы при ее адиабатическом подъеме, называется *влажною адиабатой* (рис. 8). Изменение температуры частицы при ее подъеме на единицу высоты при этом процессе называют *влажноадиабатическим градиентом* (γ'_a).

Значения влажноадиабатического градиента всегда меньше сухоадиабатического и зависят от влагосодержания воздушной частицы (массовой доли водяного пара), которая в свою очередь зависит от температуры и давления (табл. 4.1).

С ростом температуры (при $P = const$) влажноадиабатический градиент уменьшается и при низких температурах приближается к сухоадиабатическому градиенту. С увеличением давления (при $T = const$) γ'_a растет. В реальных условиях, встречающихся в атмосфере, величина влажноадиабатического градиента обычно больше $0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ и меньше $0,95^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Влажноадиабатический процесс является замкнутым (или обратимым) термодинамическим процессом. Поэтому при опускании воздушной частицы температура в ней будет повышаться по влажноадиабатическому закону.

Таблица 4.1

Значения влажноадиабатического градиента (°С/100 м)

P, гПа	°С					
	-60	-40	-20	0	20	40
1000	0,973	0,950	0,856	0,658	0,532	0,315
800	0,972	0,944	0,831	0,614	0,489	0,294
400	0,968	0,914	0,730	0,478	0,371	0,243
100	0,943	0,774	0,458	0,269	0,226	0,163

Выше уровня конденсации термодинамический процесс может развиваться и по иному. Из облака, которое образуется в результате конденсации водяного пара, могут выпадать осадки (дождь, снег). Тогда при опускании воздушной частицы в результате ее нагревания водяной пар сразу уходит от состояния насыщения, а ее температура повышается по сухоадиабатическому закону. Таким образом, в рассматриваемой массе воздуха произошел необратимый процесс. Воздушная частица не вернулась в исходное состояние, ее конечная температура оказалась выше начальной (рис. 9). Описанный процесс называют *псевдоадиабатическим*.

Важными характеристиками псевдоадиабатического процесса являются *псевдоэквивалентная* (T_p) и *псевдопотенциальная температуры* (θ_p). Псевдоэквивалентная температура – это температура, которую принимает воздушная частица, если ее сухоадиабатически поднять от исходного уровня до уровня конденсации, затем влажноадиабатически до полной конденсации водяного пара, после чего сухоадиабатически опустить до исходного уровня. Если же частица сухоадиабатически опускается от уровня полной конденсации до уровня 1000 гПа, то она называется псевдопотенциальной (рис. 9). Соотношение между обеими температурами можно установить на основании уравнения Пуассона (4.14):

$$\theta_p = T_p \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \quad (4.29)$$

Псевдопотенциальная температура является консервативной характеристикой воздушной массы, в которой произошла конденсация. Изменение θ_p служит количественным критерием

неадиабатических воздействий (притока или оттока тепла) на воздушную массу.

Консервативной характеристикой является и *потенциальная температура смоченного термометра* (θ'). Это температура, которую примет влажная частица, если ее опустить влажноадиабатически с уровня конденсации z_k до уровня $P_0=1000$ гПа (рис. 9).

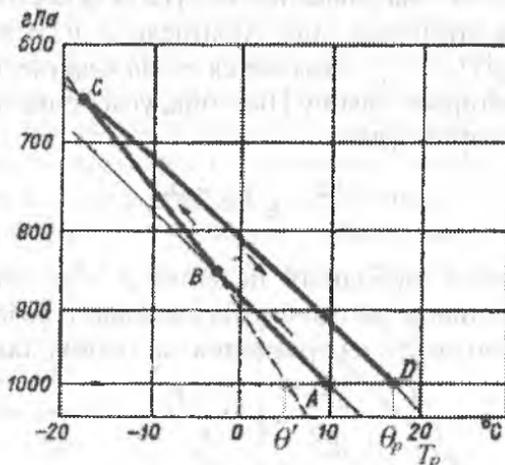


Рис. 9. Псевдоадиабатический процесс.

AB—сухая адиабата, BC — влажная адиабата, CD—сухая адиабата, T_p — псевдоэквивалентная температура, θ_p — псевдопотенциальная температура, θ' — потенциальная температура смоченного термометра.

4.6. Конвекция. Стратификация атмосферы по отношению к сухоадиабатическому и влажноадиабатическому движению частицы воздуха

В общем случае конвекция — это восходящее движение воздушных масс, которое выражается в образовании беспорядочных струй в виде «пузырей» или «термиков». По причинам, вызывающим конвекцию, различают свободную (чисто термическую) конвекцию, порождаемую действием одних только архимедовых сил, и вынужденную (или динамическую). В реальных услови-

ях земная поверхность неоднородна в термическом отношении. Поэтому в атмосфере возникает неоднородная конвекция с более или менее правильным пространственным распределением конвективных элементов.

Рассмотрим условия возникновения свободной конвекции. На вертикально движущуюся воздушную частицу единичного объема действуют две силы: направленная вниз сила тяжести и направленная вверх выталкивающая сила Архимеда $\rho_e g$. Результирующая этих двух сил $g(\rho_e - \rho_i)$ называется *силой плавучести*.

Согласно второму закону Ньютона, ускорение этого единичного объема воздуха будет:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i}, \quad (4.30)$$

где g – ускорение свободного падения, ρ_i и ρ_e соответственно плотности воздушной частицы и окружающего воздуха.

Заменив плотность из уравнения состояния, получим:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_e}{T_e} \quad (4.31)$$

Уравнение (4.31) называют *уравнением ускорения конвекции*.

Если разность $(T_i - T_e) > 0$, то ускорение конвекции также положительно и частица начинает подниматься вверх. В противоположном случае, если температура частицы меньше температуры окружающего воздуха, то ускорение конвекции отрицательно и частица движется вниз. Если температуры частицы и окружающего воздуха одинаковы, то ускорение отсутствует.

Распределение температуры T_e и других метеорологических величин по высоте называют *стратификацией атмосферы*. В общем случае вертикальное распределение температуры в атмосфере может быть довольно сложным и разнообразным. Распределение температуры T_e окружающей частицу воздуха, в различных слоях характеризуется вертикальным градиентом температуры $\gamma = -\frac{\partial T_e}{\partial z}$.

Выделим в атмосфере на каком-либо уровне воздушную частицу и переместим ее вверх или вниз от исходного положения. Очевидно, что для того чтобы частица не вносила каких-либо изменений в тепловое состояние окружающего воздуха, ее необходимо перемещать адиабатически. Изменение температуры частицы T_i будет характеризоваться величиной сухоадиабатического градиента γ_a . Сравним величины γ и γ_a для трех различных случаев распределения температуры по высоте в атмосфере.

а. Градиент $\gamma > \gamma_a$. В атмосфере наблюдается сверхадиабатический градиент. Будем считать, что на исходном уровне z_0 , температура частицы равна температуре окружающего воздуха, т.е. $T_{i0} = T_{e0}$. Выводим частицу из состояния равновесия, переместив ее на уровень z_2 . Здесь температура частицы будет выше температуры атмосферы: $T_{i2} > T_{e2}$. На этом уровне частица приобретает, в соответствии с (4.31) положительное ускорение (рис. 10).

Переместив частицу вниз на уровень z_1 , где $T_i < T_e$, получим ускорение, направленное вниз.

В обоих вариантах частица получает ускорение в том направлении, в котором получила первоначальный импульс. При этом, чем дальше смещается частица от исходного положения, тем больше ее ускорение и скорость. Такое состояние частицы называют неустойчивым, а стратификация атмосферы при $\gamma > \gamma_a$ носит название *сухонеустойчивой стратификации*.

б. Градиент $\gamma = \gamma_a$. Температура в атмосфере понижается с высотой на $1^\circ\text{C}/100\text{ м}$. В этом случае на всех трех уровнях:

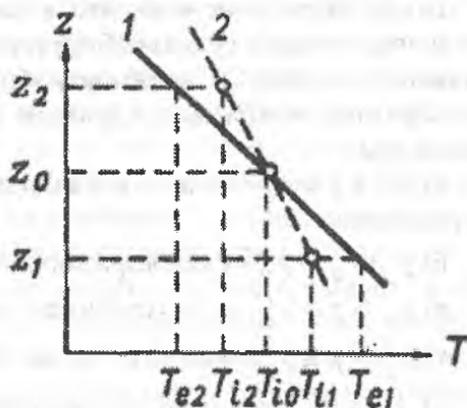


Рис. 10. К выводу критериев неустойчивости. 1 – кривая стратификации, 2 – сухая адиабата.

$$T_{i0} = T_{e0}, \quad T_{i1} = T_{e1}, \quad T_{i2} = T_{e2}.$$

Следовательно, на каком бы уровне ни располагалась частица, ее ускорение всегда равно нулю. Такое термическое состояние атмосферы при $\gamma = \gamma_a$ носит название *сухобезразличной (или равновесной) стратификации*.

в. Градиент $\gamma < \gamma_a$. Температура в атмосфере понижается с высотой медленнее, чем на $1^\circ\text{C}/100$ м. В этом случае на уровне z_2 выполняется условие $T_{i2} < T_{e2}$ и частица получает отрицательное ускорение, т.е. будет двигаться к исходному положению. На уровне z_1 , напротив, $T_{i1} > T_{e1}$, т.е. частица приобретает положительное ускорение, возвращаясь в начальное положение. Таким образом, в этом случае куда бы ни была смещена частица с исходного уровня, она всегда возвращается в исходное положение после прекращения воздействия на нее. Стратификация атмосферы при $\gamma < \gamma_a$ носит название *сухоустойчивой стратификации*.

Выше было выяснено, что влажноадиабатический градиент всегда меньше сухоадиабатического. По отношению к сухоадиабатическому и влажноадиабатическому движению, таким образом, возможны следующие пять видов стратификации атмосферы:

а) $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ — сухо- и влажнонеустойчивая или абсолютно неустойчивая;

б) $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ — сухобезразличная и влажнонеустойчивая;

в) $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ — сухоустойчивая и влажнонеустойчивая;

г) $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$ — сухоустойчивая и влажнобезразличная;

д) $\gamma_a > \gamma'_a > \gamma$ — сухо- и влажноустойчивая или абсолютно устойчивая стратификация.

Рассмотрим распределение потенциальной температуры по высоте при различных видах стратификации атмосферы. Для этого прологарифмируем и возьмем производную по высоте от правой и левой частей формулы (4.12):

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R_c}{c_p P} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (4.32)$$

при этом индекс i опускаем, так как рассматриваем процесс в атмосфере. Преобразуем (4.32), используя уравнение статики:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} (\gamma_a - \gamma) \quad (4.33)$$

Из формулы (4.33) следует, что при сухоустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma_a$) $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$, при сухобезразличной ($\gamma = \gamma_a$) $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$, при сухоустойчивой ($\gamma < \gamma_a$) $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$.

4.7. Суточный ход стратификации. Стратификация воздушных масс

Стратификация атмосферы изменяется в течение суток. Над сушей, в условиях большого суточного хода температуры ан поверхности почвы (особенно летом) днем, нижние слои воздуха сильно прогреваются от нее и вертикальные градиенты температуры возрастают. В приземном слое они могут значительно превышать сухоадиабатический градиент. Стратификация атмосферы становится, таким образом, неустойчивой и возникает конвекция.

Конвекция особенно велика около полудня и в первые послеполуденные часы. Поэтому кучевые облака, связанные с конвекцией, имеют максимальное развитие именно после полудня. К вечеру стратификация становится устойчивее, а в ночные часы, когда приземный слой воздуха охлаждается от почвы, стратификация может стать даже настолько устойчивой, что развиваются приземные инверсии температуры, т.е. температура воздуха над почвой с высотой не падает, а растет. Понятно, что конвекция в это время суток затихает.

Иными будут условия над морем. Суточный ход температуры на поверхности моря очень мал. Поэтому существенного дневного увеличения неустойчивости над морем не будет. Следовательно, не будет и послеполуденного максимума в развитии конвекции. Напротив, в ночные часы неустойчивость стратификации над мо-

рем несколько возрастает. Это связано с тем, что у поверхности моря температура ночью остается почти такой же, как и днем, а на высотах в свободной атмосфере температура ночью падает вследствие излучения воздуха. Поэтому вертикальные градиенты температуры над морем ночью несколько возрастают, а вместе с ними и явления конвекции над морем имеют тенденцию к усилению.

Разные по своим термическим свойствам типы воздушных масс различаются по условиям стратификации.

Теплая воздушная масса движется на более холодную подстилающую поверхность. Она при этом охлаждается снизу. Это охлаждение захватит прежде всего самые нижние слои ВМ и лишь постепенно и в ослабленном виде будет распространяться вверх. Следовательно, вертикальные градиенты температуры в нижних слоях ВМ будут уменьшаться. В типичной теплой массе, особенно в зимнее время над материком, вертикальные градиенты температуры становятся в нижнем километровом слое равными $0,2-0,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, т.е. меньше влажно-адиабатических для данных условий. ВМ приобретает в нижних сотнях метров устойчивую стратификацию – не только сухоустойчивую, но и влажноустойчивую.

Понятно, что при этом конвекция ослабевает и прекращается. Конденсация водяного пара в устойчивой массе будет происходить в форме туманов и низких слоистых облаков, из которых выпадает морось или зимой мелкий снег.

Холодная воздушная масса движется на более теплую подстилающую поверхность и нагревается снизу. Поэтому в холодной ВМ устанавливаются в нескольких нижних километрах большие вертикальные градиенты температуры, превышающие влажноадиабатические: $0,7-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и более. Это означает, что холодная ВМ приобретает в этих слоях неустойчивую стратификацию. В такой массе конвекция получает сильное развитие, а конденсация водяного пара происходит в виде кучевых и кучево-дождевых облаков с выпадающими из них ливневыми осадками.

Местные воздушные массы зимой, над охлажденной сушей, становятся устойчивыми, а летом, над нагретой почвой, – неустойчивыми. Поэтому зимой над сушей в умеренных широтах преобладают облака слоистых форм, а летом – кучевые облака.

4.8. Потенциальная устойчивость и неустойчивость

В реальных условиях наблюдаются вертикальные перемещения крупных объемов воздуха. Это может быть при восходящем движении воздушной массы вдоль фронтальной поверхности, при переваливании через горные хребты и в других случаях. Стратификация влажного воздуха при таких движениях может существенно изменяться в зависимости от вертикального распределения относительной влажности перемещающегося слоя воздуха.

Рассмотрим два случая. В первом случае стратификация слоя воздуха до подъема абсолютно неустойчива (рис. 11). Относительная влажность в нижней части слоя (T_A) значительно больше, чем в верхней (T_B). Поэтому частица А быстро достигает уровня конденсации и выше поднимается по влажной адиабате, продолжая медленно охлаждаться. Частица В проходит более длинный путь по вертикали, пока не достигнет уровня конденсации (T_B). Стратификация слоя (линия А'В') станет влажнонеустойчивой.

Во втором случае начальная стратификация слоя также абсолютно устойчива (рис. 12). Но относительная влажность с высотой увеличивается. При подъеме слоя воздуха уровень конденсации для его нижней части (T_A) достигается значительно позже, чем верхнего (T_B). Таким образом, слой становится при адиабатическом подъеме еще более устойчивым.



Рис. 11. Потенциальная неустойчивость

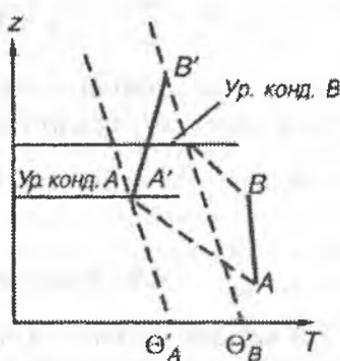


Рис. 12. Потенциальная устойчивость

В первом случае стратификация слоя называется *потенциально неустойчивой*, во втором – *потенциально устойчивой*. Первый случай может наблюдаться, в частном случае, при подъеме воздушной массы вдоль наветренной части горного хребта. Изменение стратификации может привести к конвективным движениям и образованию конвективных облаков.

Критериями потенциальной неустойчивости или устойчивости служат значения температуры смоченного термометра (θ'). Если эта температура на нижнем уровне оказывается меньше, чем на верхнем, т.е. $\theta'_A < \theta'_B$, то это соответствует потенциальной устойчивости воздушной массы. В противоположном случае, когда $\theta'_A > \theta'_B$, наблюдается потенциальная неустойчивость.

При достаточно высокой температуре и относительной влажности необходимо учитывать влияние влажности, заменяя кинетическую температуру T на виртуальную T_g .

Вертикальный градиент температуры γ_g заменяют вертикальным градиентом виртуальной температуры

$$\gamma_g = (1 + 0.6085)\gamma - 0.608T(\partial S/\partial z), \quad (4.34)$$

так как $\frac{\partial S}{\partial z} < 0$, то $\gamma_g > \gamma$.

Сухоадиабатический градиент заменяется градиентом виртуальной температуры частицы:

$$\gamma_{gi} = -\frac{\partial T_i}{\partial z} = (1 + 0.608q)\gamma_A - 0.608T_i \frac{dS_i}{dz} \quad (4.35)$$

Критерии устойчивости атмосферы с учетом влияния влажности на плотность примут вид:

$$\gamma_g < \gamma_{gi}, \quad \gamma_g = \gamma_{gi}, \quad \gamma_g > \gamma_{gi}$$

4.9. Энергия неустойчивости

На каждом уровне на частицу действует сила плавучести, под действием которой совершается работа по вертикальному перемещению этой частицы, определяемая по формуле:

$$dE_i = g \frac{T_i - T_e}{T_e} dz \quad (4.36)$$

С учетом (2.9) и (3.4), получим:

$$dE_i = -R_c (T_i - T_e) \frac{dP}{P} \quad (4.37)$$

Проинтегрируем (4.37) в пределах от P_1 , где $E_i=0$ до P_2 , где $E_i=E$:

$$E = 2,3R_c (T_i - T_e) \lg \frac{P_2}{P_1} \quad (4.38)$$

где E – энергия неустойчивости слоя между уровнями, на которых давление равно P_1 и P_2 .

В случае неустойчивой стратификации разность $(T_i - T_e) > 0$ или $\gamma > \gamma_a$ и энергия неустойчивости положительна. Если $T_i < T_e$, то в этом слое энергия неустойчивости отрицательна. Кривая стратификации лежит при этом правее кривой состояния.

4.10. Термодинамические графики

При анализе результатов метеорологических наблюдений и зондирования атмосферы широко используют так называемые термодинамические графики. Большое распространение получила аэрологическая диаграмма (рис. 13). На прямоугольном бланке диаграммы по оси абсцисс отложена температура ($t^\circ\text{C}$), по оси ординат – давление в логарифмической шкале ($\lg P$). На бланке нанесены также необходимые для анализа состояния атмосферы следующие семейства кривых: изотермы – прямые, параллельные оси ординат (проведены через 1°C для значений температуры – 80 до 40°); изобары – прямые, параллельные оси абсцисс (через 10 гПа для значений давления от 1050 до 10 гПа); сухие адиабаты – кривые состояния сухой или влажной ненасыщенной частицы; влажные адиабаты – кривые состояния влажного насыщенного воздуха; изограммы – кривые равных значений массовой доли водяного пара в состоянии насыщения; расстояния (в гп.м) между

главными изобарическими поверхностями при средней температуре слоя; виртуальные добавки в состоянии насыщения.

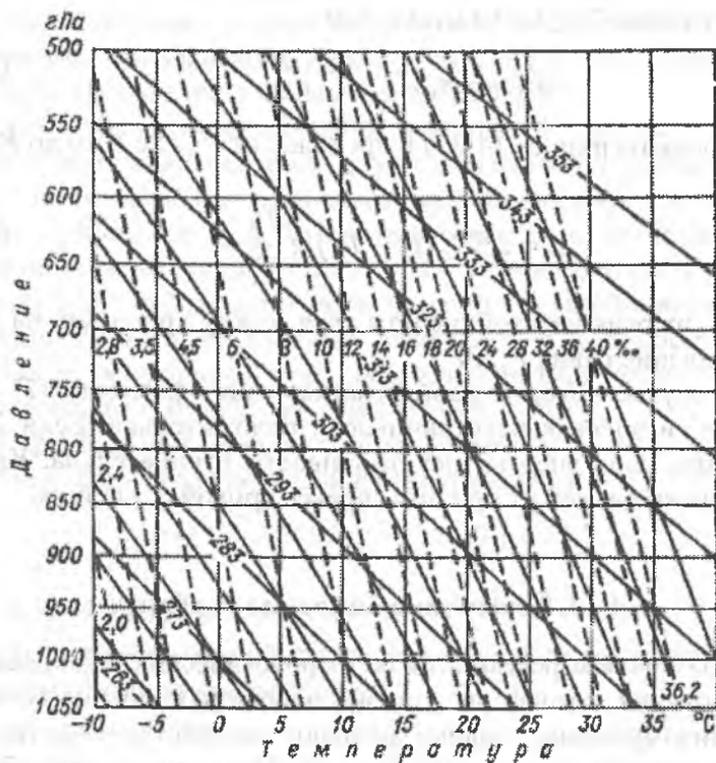


Рис. 13. Аэрологическая диаграмма.

Сплошные линии с большим углом наклона – сухие адиабаты, с меньшим углом наклона – влажные адиабаты, пунктирные линии – изолинии массовой доли водяного пара для состояния насыщения.

Наряду с прямоугольными бланками на практике используют косоугольные бланки аэрологической диаграммы. На их изотермы представляют собой наклонные прямые линии.

С помощью аэрологической диаграммы можно рассчитывать такие характеристики состояния атмосферы как: термодинамические температуры (потенциальная, псевдопотенциальная и др.); уровень конденсации; энергия неустойчивости и др.

Основные выводы

1. Основные закономерности преобразования энергии и изменения состояния атмосферы под влиянием притока тепла описываются первым началом термодинамики, которое приводится к виду, удобному для использования в атмосферных процессах.

2. В первом приближении термодинамические процессы в атмосфере можно рассматривать как сухоадиабатические в сухом и влажном ненасыщенном воздухе, как влажно-адиабатические во влажном, насыщенном воздухе. Характеристиками этих процессов являются термодинамические температуры.

3. Критериями неустойчивости воздушной массы являются соотношения между реальным и адиабатическими градиентами температуры, а также энергия неустойчивости. Для протяженных по вертикали слоев следует учитывать изменение по высоте относительной влажности.

Контрольные вопросы

1. Выведите уравнение первого начала термодинамики, используемое в физике атмосферы.

2. Какой процесс называют адиабатическим? Сухоадиабатическим? Выведите формулу уравнения сухой адиабаты.

3. Какие свойства имеет потенциальная температура?

4. Получите уравнение для полной энергии воздушной частицы.

5. Как связана потенциальная энергия с энтропией? С какой целью применяют изэнтропический анализ?

6. Охарактеризуйте влажно- и псевдоадиабатический процессы.

7. Какой смысл имеет уравнение конвекции? Критерии устойчивости по отношению к сухому и влажному насыщенному воздуху.

8. Как изменяется стратификация атмосферы в суточном ходе? В различных воздушных массах?

9. Когда и как в атмосфере возникает потенциальная неустойчивость и потенциальная устойчивость?

10. Что представляет собой энергия неустойчивости?

11. Что представляют собой термодинамические графики? С какой целью они применяются?

Глава V. РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

Основные понятия

1. Законы излучения

- **Закон Планка** – закон распределения энергии в спектре излучения абсолютно черного тела по длинам волн.
- **Закон Кирхгофа** – в условиях термодинамического равновесия отношение излучательной способности тела $e_{\lambda,T}$ для определенной длины волны λ и абсолютной температуры T к его поглотительной способности $k_{\lambda,T}$ есть величина для всех тел постоянная, равная излучательной способности $E_{\lambda,T}$ абсолютно черного тела (идеального температурного излучателя) при тех же условиях.
- **Закон Стефана-Больцмана** – выражение для полного потока излучения абсолютно черного тела в зависимости от его абсолютной температуры T : $B_T = \sigma T^4$, где σ – постоянная Стефана-Больцмана.
- **Закон Вина** – выражение связи волны максимального излучения λ_{max} абсолютно черного тела с его абсолютной температурой T .

2. Поглощение радиации – превращение (обычно частично) лучистой энергии, падающей на вещества, в другой вид энергии, особенно в теплоту. В атмосфере поглощается солнечная радиация, земное излучение и излучение других слоев атмосферы.

3. Рассеяние радиации – преобразование потока радиации, распространяющегося в среде в определенном направлении, в потоки всевозможных направлений.

4. Метеорологическая дальность видимости – видимость протяженного черного объекта на фоне неба днем у горизонта.

5. Дымка – слабое помутнение воздуха у поверхности земли, вызываемое взвешенными в нем мельчайшими, неразличимыми

глазом капельками воды или кристалликами льда. Дымка придает воздуху серовато-голубоватый оттенок. Видимость при дымке от 1 до 10 км.

6. Прозрачность атмосферы – способность атмосферы пропускать радиацию (свет) тех или иных длин волн. Определяется отношением интенсивности радиации, прошедшей сквозь выходную поверхность тела, к радиации, падающей на тело.

5.1. Солнечная радиация. Спектральный состав.

Солнечная постоянная

Электромагнитная энергия, излучаемая Солнцем, называется *солнечной радиацией* или *лучистой энергией*. Поступая на Землю, солнечная радиация в большей своей части превращается в тепло.

В физике атмосферы рассматривают так называемую температурную радиацию, определяемую температурой излучающего тела и его *излучательной способностью*.

Под излучательной способностью тела понимают количество энергии, излучаемое телом через единичную поверхность ($S=1 \text{ м}^2$) в единицу времени во всех направлениях. Эту величину называют также лучистым потоком или потоком радиации. Единицей измерения этой величины в СИ являемся Дж/м²с или Вт/м².

Излучающее тело, в свою очередь поглощает энергию, приходящую к нему от других окружающих тел. Между телом и окружающей средой происходит *лучистый теплообмен*, определяемый разностью между излучаемой и поглощаемой энергией. В случае теплового равновесия приход тепла уравнивается его потерей. Так как Земля получает тепло, поглощая солнечную радиацию, и теряет его путем собственного излучения, то можно говорить о том, что она находится в состоянии *лучистого равновесия*.

Тело, испускающее радиацию, охлаждается, т.е. его внутренняя энергия переходит в лучистую энергию. При поглощении радиации лучистая энергия переходит во внутреннюю энергию, а затем и в другие виды энергии.

Излучательные и поглощательные свойства тел описываются законами Кирхгофа, Планка, Вина, Стефана-Больцмана, которые относятся к так называемому *абсолютно черному телу*. Абсолютно черное тело поглощает всю падающую на него радиацию независимо от длины волны приходящего излучения. Согласно этим законам, чем выше температура излучающего тела, тем больше энергии оно получает. Максимум энергии при повышении температуры перемещается в сторону более коротких волн.

Излучение Солнца описывается законами абсолютно черного тела. Излучение Земли несколько отличается от этого излучения.

Солнечная радиация лежит в интервале длин волн от 0,1 до 4 мкм, на долю которых приходится 99% всей лучистой энергии Солнца. Радиацию в указанном интервале длин волн называют *коротковолновой радиацией*.

Вид кривой распределения энергии в солнечном спектре представлен на рисунке 14. Спектр солнечной радиации можно условно разделить на следующие части. *Ультрафиолетовая* радиация лежит в диапазоне 0,1–0,39 мкм, на долю которой приходится 9% солнечной радиации. Видимый свет занимает интервал длин волн от 0,40 до 0,76 мкм и включает 47% всей солнечной радиации. Почти столько же (44%) приходится на *инфракрасное излучение* 0,77 – 4,0 мкм. Максимум лучистой энергии в солнечном спектре соответствует длине волны около 0,475 мкм, т.е. на сине-голубые лучи видимой части спектра.

Сравнение спектров солнечной радиации, полученных экспериментальным путем и рассчитанных теоретически по закону Планка для абсолютно черного тела при температуре около 6000 К, довольно близко совпадают (рис. 14). Некоторые различия имеются в ультрафиолетовой части солнечного спектра. Это говорит о том, что, строго говоря, Солнце не является абсолютно черным телом.

Площадь фигуры, заключенной между кривой распределения энергии в солнечном спектре и осью абсцисс (на ней отложена длина волны) (рис. 14), численно равна полной энергии, поступающей от Солнца на верхнюю границу атмосферы. Эту

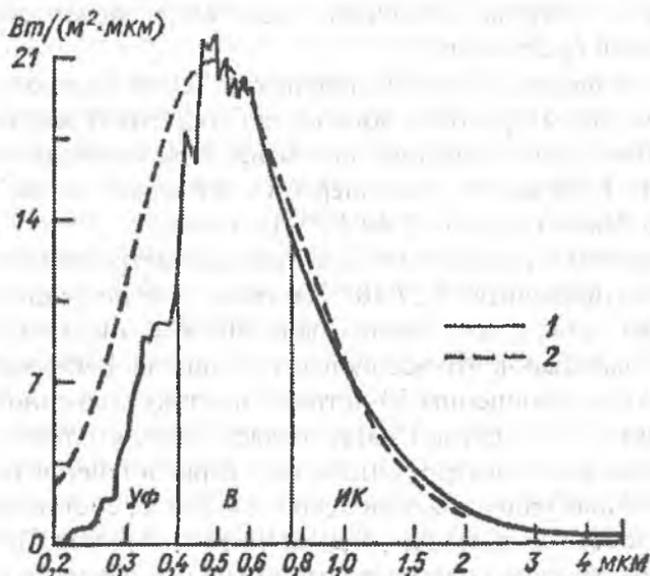


Рис. 14. Распределение энергии в спектре солнечной радиации до поступления в атмосферу (1) и в спектре абсолютного черного тела при температуре 6000 К (2).

Области спектра: УФ – ультрафиолетовая,
В – видимая, ИК – инфракрасная.

Энергию называют солнечной постоянной. *Солнечная постоянная (СП)* – это количество солнечной радиации, поступающее на верхнюю границу земной атмосферы в единицу времени на единичную поверхность, перпендикулярную солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца.

Численное значение СП в настоящее время принято равным $(1,367 \pm 0,007)$ кВт/м².

Величина СП изменяется в течение года в связи с тем, что Земля вращается вокруг Солнца по мало вытянутому эллипсу. В начале января Земля наиболее близко подходит к Солнцу (147 млн. км), в начале июля – наиболее далека от него (152 млн. км).

В результате этого величина солнечной постоянной может изменяться в течение года в пределах $\pm 3,5\%$. На величину СП влияют также солнечная активность и некоторые другие астро-

номические факторы (изменение плотности межпланетной и межзвездной среды и др.).

На освещенное Солнцем полушарие Земли на верхнюю границу атмосферы приходит количество солнечной энергии, равное произведению солнечной постоянной на площадь освещенной части. Количество этой энергии составляет около $1,72 \cdot 10^{17}$ Вт. За год Земля получает $5,44 \cdot 10^{24}$ Дж тепла.

В среднем на каждый квадратный километр земной поверхности в год приходится $4,27 \cdot 10^{16}$ Дж тепла. Для получения такого количества тепла нужно сжечь свыше 400 тыс. т каменного угля. Оценки показывают, что все существующие на Земле запасы каменного угля равноценны 30-летнему притоку солнечной радиации к земле. За 1,5 суток Солнце отдает Земле столько же энергии, сколько дают электростанции всех стран в течение года. При этом солнечная радиация, приходящая к Земле, составляет всего около одной двухмиллиардной доли всего излучения Солнца.

Таким образом, огромные потенциальные запасы солнечной энергии позволяют использовать ее в качестве основного источника энергии на Земле.

5.2. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере

Солнечная радиация, поступающая на верхнюю границу атмосферы Земли, частично рассеивается молекулами воздуха, а также твердыми и жидкими примесями (аэрозолями), содержащимися в атмосфере. Частично солнечная радиация поглощается газовыми и аэрозольными компонентами воздуха. В результате рассеяния и поглощения радиации в атмосфере происходит ее ослабление, и поток радиации, дошедший до поверхности уменьшается. Так как процессы поглощения и рассеяния имеют селективный (избирательный) характер, то при прохождении через атмосферу изменяется спектральный состав солнечной радиации.

В атмосфере поглощается сравнительно небольшое количество солнечной радиации в инфракрасной части спектра.

Основным поглотителем солнечной радиации является *озон*. Хотя его содержание в воздухе, даже в стратосфере, очень мало, тем не менее он настолько сильно поглощает ультрафиолетовую солнечную радиацию, что из солнечной постоянной теряется вследствие поглощения озоном несколько процентов. В результате поглощения в ионосфере и стратосфере в солнечном спектре у *земной поверхности не наблюдается волн короче 0,29 мкм*.

Основным поглотителем инфракрасной радиации в атмосфере является *водяной пар*, сосредоточивающийся преимущественно в тропосфере и особенно в нижней ее части. Хорошо поглощают солнечную радиацию также *жидкая вода* в атмосфере, т.е. облака, и *твердые частички пыли*.

На основе спектральных измерений, выполненных над пустыней, установлено, что атмосферная пыль может поглощать до 4-5% от солнечной постоянной. Особенно сильное поглощение солнечной радиации происходит при сильном замутнении атмосферы.

В целом в атмосфере поглощается около 15–20% радиации, приходящей от Солнца к Земле. В каждом отдельном месте поглощение меняется с течением времени в зависимости как от переменного содержания в воздухе поглощающих субстанций, главным образом водяного пара, облаков и пыли, так и от высоты Солнца над горизонтом, т.е. от толщины слоя воздуха, проходимого лучами сквозь атмосферу.

Солнечная радиация в результате поглощения преобразуется в другие виды энергии (главным образом в тепловую, а в верхних слоях в процессе ионизации также в электрическую).

Рассеяние, обусловленное флуктуациями плотности воздуха, называют *молекулярным* или *рэлеевским* (по имени английского ученого). Рассеяние на частицах примесей называют *аэрозольным* или *Ми – рассеянием* (по имени индийского физика).

Физическая сущность рассеяния заключается в особой форме взаимодействия переменного поля падающей электромагнитной волны с частицей, находящейся в некоторой среде. Сама частица становится источником новых электромагнитных волн, т.е. рассеянной радиации.

Рэлеевское рассеяние характеризуется двумя основными особенностями. Во-первых, общее количество рассеянной единичным объемом радиации очень сильно зависит от длины волны падающей радиации:

$$i_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^4} J_{\lambda}, \quad (5.1)$$

где i_{λ} – интенсивность рассеянной радиации, J_{λ} – интенсивность падающей радиации с длиной волны λ , a – коэффициент пропорциональности.

Если условно принять интенсивность рассеяния для красного цвета ($\lambda=0,7$ мкм) за единицу, то для более коротких длин волн видимого участка спектра получим:

λ мкм	0,62	0,52	0,52	0,47	0,44
$K_{\lambda}/K_{0,7}$	1,6	2,2	3,3	4,9	6,4

Это означает, что в рассеянной радиации быстро возрастает доля более коротких волн (фиолетовый, синий, голубой).

Во-вторых, яркость рассеянного цвета максимальна вдоль и против падающего луча и минимальна в направлениях, перпендикулярных этому лучу. Это означает, что рассеяние происходит как к земной поверхности, так и в космическое пространство. В отличие от падающего неполяризованного света рассеянный свет является частично поляризованным. При этом степень поляризации для радиации, приходящей от разных участков небосвода, неодинакова.

Аэрозольное рассеяние, в том числе на мельчайших капельках воды и кристалликах льда, происходит так, что интенсивность рассеянного света обратно пропорциональна первой или второй степени длины волны. Поэтому радиация, рассеянная такими частичками, уже не так богата короткими волнами, как радиация, рассеянная молекулами. Кроме того, чем крупнее частица, тем сильнее рассеяние в направлении падающего луча. Степень поляризации света при аэрозольном рассеянии значительно меньше, чем при молекулярном.

В результате поглощения и рассеяния солнечной радиации в атмосфере происходит изменение ее *спектрального состава* в

сторону более длинных волн. При положении Солнца в зените ($h_{\oplus} = 90^{\circ}$) распределение энергии в спектре меняется следующим образом: УФ – 4%, В – 46%, ИК – 50%. При наклоне солнечных лучей, составляющих 30° , соответствующий вклад каждой части спектра составляет: УФ – 3%, В – 44%, ИК – 53%. Если Солнце находится у горизонта, то на долю видимого света приходится 28% и на инфракрасные лучи 72% радиации.

С поглощением и рассеянием солнечной радиации связаны некоторые оптические явления в атмосфере.

Так как при рассеянии в чистой атмосфере в солнечном спектре у поверхности Земли преобладают лучи коротковолновой части видимого спектра, то в ней свет небесной сферы приобретает сине-голубую окраску. И чем чище и суше атмосфера, тем более синим становится цвет неба. Голубой цвет воздуха можно видеть, рассматривая отдельные предметы, которые кажутся окутанными голубоватой дымкой.

Чем больше в воздухе аэрозольных частиц, тем большей становится доля длинноволновых лучей в спектре солнечной радиации и тем белесоватее становится окраска небосвода.

При положении Солнца у горизонта солнечный диск приобретает желтую или даже красноватую окраску. Это связано с тем, что чем длиннее путь лучей через атмосферу, тем сильнее их рассеяние и поглощение. Поэтому к поверхности Земли доходит только длинноволновая часть видимой части солнечного спектра.

Рассеяние солнечной радиации в атмосфере обуславливает рассеянный свет в дневное время. В отсутствии атмосферы на Земле было бы светло только там, куда попадали бы прямые солнечные лучи или солнечные лучи, отраженные поверхностью Земли и предметами на ней. Вследствие рассеянного света вся атмосфера днем служит источником освещения – днем светло также и там, куда солнечные лучи непосредственно не падают, и даже тогда, когда Солнце скрыто за облаками.

С рассеянием солнечной радиации в видимой части спектра связана метеорологическая дальность видимости. В очень чистом воздухе дальность видимости может достигать сотен кило-

метров. В воздухе, содержащем много пыли или продуктов конденсации, дальность видимости может понижаться до километров и до метров. Так, при слабом тумане дальность видимости имеет порядок 500–1000 м, а при сильном тумане или сильной песчаной буре она может снижаться до 50 м.

5.3. Закон ослабления. Характеристики прозрачности атмосферы

При прохождении солнечной радиации через атмосферу происходит ее ослабление. Степень ослабления зависит от физических условий на пути солнечного луча, к которым относятся плотность и состав воздуха, а также от длины пути лучей через атмосферу.

Наиболее простой вид имеют формулы ослабления солнечной радиации для потока монохроматической радиации. Так как плотность и состав воздуха изменяются с высотой, то сначала рассмотрим ослабление монохроматического потока радиации на величину dJ'_λ в тонком слое атмосферы dS плотность которого ρ (рис. 15):

$$dJ'_\lambda = -\alpha J'_\lambda \rho dS, \quad (5.2)$$

где J'_λ — количество радиации, поступающее на верхнюю границу этого слоя, α — коэффициент пропорциональности, так называемый *массовый показатель ослабления*, измеряемый в $\text{м}^2/\text{кг}$.

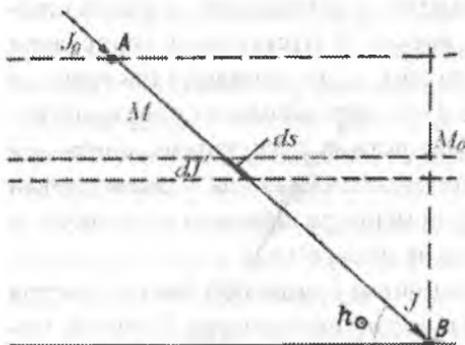


Рис. 15. К выводу формулы Бугера.

Коэффициент α суммарно учитывает и поглощение, и рассеивание солнечной радиации. Он зависит от длины волны падающей радиации, так как поглощение и рассеивание является селективным по своей природе.

Проинтегрируем выражение (5.2) в пределах от

точки А, где поток солнечной радиации равен $J_{\lambda 0}$ до точки В, в которой поток солнечной радиации равен J_{λ} :

$$\int_{J_{\lambda 0}}^{J_{\lambda}} \frac{dJ'_{\lambda}}{J'_{\lambda}} = -\alpha_{\lambda} \int_A^B \rho dS \text{ или } J_{\lambda} = J_{\lambda 0} e^{-\alpha_{\lambda} \int_A^B \rho dS} \quad (5.3)$$

Выражение $\alpha_{\lambda} \int_A^B \rho dS = M$ — это, масса воздуха, заключенная в

столбе с единичным поперечным сечением. Выясним физический смысл коэффициента α_{λ} . Для этого примем, что $\rho dS = 1 \text{ кг/м}^2$.

Тогда выражение (5.2) запишем в виде:

$$\alpha_{\lambda} = -\frac{dJ'_{\lambda}}{J'_{\lambda}} \quad (5.4)$$

Массовый показатель ослабления численно равен относительно ослаблению потока радиации в столбе воздуха единичной массы.

Введем отношение $m = M/M_0$, где M_0 — масса вертикального столба воздуха единичного поперечного сечения. Величину m называют *оптической массой атмосферы*. Величина m зависит от высоты Солнца над горизонтом h_{\odot} . При высоте Солнца более 30° m , как это видно из рисунка 15, можно выразить через h_{\odot}

$$M = M_0 \operatorname{cosech} h_{\odot} \text{ или } m = \operatorname{cosech} h_{\odot} \quad (5.5)$$

Оптическая масса атмосферы при различной высоте Солнца имеет следующие значения:

h_{\odot}	90	80	60	50	40	30	20	10	5	3	0
m	1.00	1.02	1.06	1.16	1.30	1.55	2.00	2.90	5.60	15.4	35.4

Преобразуем выражение (5.3), используя величины M и m :

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} e^{-\alpha_{\lambda} M_0 m} \quad (5.6)$$

Введем величину $\tau_{\lambda} = \alpha_{\lambda} M_0$, которая называется *оптической толщиной атмосферы*, и запишем (5.6) в виде:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} e^{-\tau_{\lambda m}} \quad (5.7)$$

Выражение (5.7) – это закон ослабления или закон Буге-Ламберта.

Для характеристики свойств ослабления солнечной радиации в атмосфере вводят понятие монохроматического коэффициента прозрачности атмосферы:

$$P_{\lambda} = e^{-\tau_{\lambda}} \quad (5.8)$$

С учетом (5.8) выражение (5.7) перепишем в виде:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} P_{\lambda}^m \quad (5.9)$$

Если Солнце находится в зените ($m=1$), то:

$$J_{\lambda} = J_{\lambda 0} P_{\lambda} \text{ или } P_{\lambda} = \frac{J_{\lambda}}{J_{\lambda 0}} \quad (5.10)$$

Коэффициент прозрачности показывает, какая доля солнечной радиации доходит до земной поверхности при положении Солнца в зените.

Коэффициент прозрачности характеризует физические свойства воздушной массы. Чем больше содержание поглощающих солнечную радиацию газов и аэрозольных примесей, тем меньше коэффициент прозрачности. При этом коэффициент прозрачности монохроматического потока не зависит от высоты Солнца, а следовательно, оптической массы атмосферы.

Коэффициент прозрачности P_{λ} является функцией длины волны. Теоретические расчеты показали, что зависимость для идеальной (сухой и чистой атмосферы) имеет следующий вид:

λ , мкм	0,35	0,39	0,45	0,50	0,60	0,70	0,80	1,00	2,00
P_{λ}	0,551	0,685	0,812	0,874	0,938	0,966	0,980	0,992	0,999

Эта зависимость объясняется тем, что основным процессом ослабления в идеальной атмосфере является рассеивание.

Выражение для ослабления интегрального потока радиации получим, просуммировав J_{λ} по всем длинам волн:

$$J = \int_0^{\infty} J_{\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} J_{\lambda 0} P_{\lambda}^m d\lambda \quad (5.11)$$

Вычисление этого интеграла представляет значительные трудности вследствие зависимости P_{λ} от длины волны. Вводя средние значения P , получаем:

$$J = J_0 P^m \quad (5.12)$$

где P – интегральный коэффициент прозрачности.

5.4. Интегральные характеристики прозрачности атмосферы

Интегральный коэффициент прозрачности зависит не только от физического состояния атмосферы, но и от величины оптической массы m . При увеличении m растет P при неизменном оптическом состоянии атмосферы. Это связано с тем, что при увеличении m изменяется спектральный состав солнечной радиации: в общем потоке уменьшается доля коротковолновой радиации и увеличивается доля длинноволновой, для которой атмосфера более прозрачна. Указанная зависимость называется *эффектом Форбса*. Для устранения этого эффекта коэффициент прозрачности по методике, разработанной в ГГО, приводят к оптической массе $m=2$.

Рассчитывается коэффициент прозрачности по формуле:

$$P_2 = \sqrt{\frac{J_{m=2}}{J_0}}, \quad (5.13)$$

где J_0 – величина солнечной постоянной, $J_{m=2}$ – прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность, измеренная у поверхности Земли и приведенная к оптической массе, равной двум.

Коэффициент прозрачности реальной атмосферы, приведенный к определенной оптической массе, зависит только от физического состояния атмосферы, т.е. от содержания в ней атмо-

ферных примесей и поглощающих газов. Коэффициент прозрачности зависит от места наблюдений и от типа воздушной массы, располагающейся над данным районом. Коэффициент прозрачности обычно изменяется в пределах от 0,5 до 0,9. В средних, в более низких широтах коэффициент прозрачности меньше, чем в более высоких широтах. Средние значения коэффициента прозрачности (при $m=2$) составляют 0,826 при высокой прозрачности атмосферы, 0,786 – при повышенной, 0,747 – при нормальной, 0,697 – при пониженной, 0,652 – при низкой и 0,594 при очень низкой. Коэффициент прозрачности имеет хорошо выраженный суточный и годовой ход.

Одним из недостатков коэффициента прозрачности является его низкая чувствительность к изменениям прозрачности атмосферы. По этой причине вводят другие характеристики прозрачности.

Фактор мутности атмосферы

$$\frac{\tau}{\tau_u} = T, \quad (5.14)$$

$$\text{где } \tau = \tau_u + \tau_n + \tau_a, \quad (5.15)$$

здесь τ_u , τ_n , τ_a – оптические толщины атмосферы, обусловленные соответственно ослаблением радиации в сухой и чистой (идеальной) атмосфере, ослаблением переменными составными частями (в основном водяным паром и углекислым газом) и ослаблением твердыми и жидкими примесями (аэрозолем).

По своему физическому смыслу фактор мутности представляет собой число идеальных атмосфер, ослабляющих радиацию так же, как реальная атмосфера. Фактор мутности атмосферы всегда больше единицы ($T > 1$).

Подставив (5.14) в (5.7), получим:

$$J = J_0 e^{-\tau_u m T} \quad \text{или} \quad J = J_0 P_u^{mT} \quad (5.16)$$

Сравнивая (5.9) и (5.16), получим:

$$P^m = P_u^{mT} \quad \text{или} \quad T = \frac{\lg P}{\lg P_u} \quad (5.17)$$

В уравнениях (5.7) и (5.9) индексы λ опущены, по той причине, что они записаны для интегральной прозрачности.

Рабочей формулой для расчета фактора мутности является:

$$T_2 = 11,51 \lg \frac{J_0}{J_{m=2}}, \quad (5.18)$$

где J_0 – солнечная постоянная, $J_{m=2}$ – прямая солнечная радиация при $m=2$, T_2 – фактор мутности при $m=2$.

Значения фактора мутности при $m=2$ зависят от типа воздушной массы. Наименьшей прозрачностью обладает экваториальный морской воздух, в котором $T=4,6$, в морском тропическом воздухе $T=3,6$, в континентальном тропическом $T=3,49$, в континентальном воздухе умеренных широт $T=3,09$, в морском воздухе умеренных широт $T=2,66$, в континентальном арктическом воздухе $T=2,45$. Самое высокое значение фактора мутности в арктическом воздухе составляет 1,91. Фактор мутности имеет хорошо выраженный суточный и годовой ход.

Для расчета интегральной прозрачности используется еще одна характеристика – приведенный показатель прозрачности:

$$T_2 = 11,51 \lg \frac{J_0}{J_{m=2}} \quad (5.19)$$

По своему физическому смыслу он показывает долю солнечной радиации, которая ослабляется атмосферой при прохождении солнечным потоком пути при $m=2$. Общее ослабление солнечной радиации складывается из ее ослабления идеальной атмосферой P_a , водяным паром P_{av} и атмосферным аэрозолем P_{aa} , т.е.

$$P_a = P_{av} + P_{aa} + P_u \quad (5.20)$$

Ослабление потока солнечной радиации в идеальной атмосфере вблизи уровня моря при $m=2$ составляет 1,13 кВт/м² что составляет в единицах показателя ослабления 0,17 (17%). Показатель ослабления зависит от свойств воздушной массы. Зимой в воздушной массе умеренного сибирского происхождения P_a составляет 0,22 – 0,25, летом в тропической воздушной массе – 0,55 – 0,60.

5.5. Виды солнечной радиации

К земной поверхности солнечная радиация приходит в виде прямой и рассеянной радиации.

Под *прямой солнечной радиацией* понимают радиацию, достигающую до места наблюдений в виде пучка параллельных лучей непосредственно от Солнца. Измеряют прямую солнечную радиацию на перпендикулярную лучам (J) и горизонтальную (J') поверхности (инсоляция). Оба вида радиации зависят от следующих факторов: солнечной постоянной, высоты Солнца над горизонтом (h_{\odot}), которая, в свою очередь, зависит от широты места наблюдений и склонения Солнца; от физического состояния атмосферы, т.е. ее прозрачности; от количества и типа облачности или тумана.

Прямая солнечная радиация при безоблачном небе имеет довольно простой суточный ход с максимумом в околополуденные часы. В континентальных районах часто наблюдается асимметричность суточного хода прямой радиации, обусловленная различием прозрачности атмосферы в до- и послеполуденные часы. Летом после полудня атмосфера более замутилена, чем до полудня. Зимой может наблюдаться обратное явление вследствие влияния инверсионных слоев, особенно в утренние часы.

Таблица 5.1

Максимальные значения J_{max} (кВт/м²)

а) пункты расположены ниже 500 м над уровнем моря

Пункт	J_{max}	Пункт	J_{max}
Северный полюс	0,90	Москва	1,03
о. Диксон	1,04	Ашхабад	1,01
Санкт-Петербург	1,00	Ташкент	1,05
Якутск	1,05	Владивосток	1,02

б) горные районы

Пункт	Высота, м	J_{max}
Такубая (Мексика)	2300	1,16
Тянь-Шань	3670	1,30

Замутненность атмосферы оказывает сильное влияние на приход прямой солнечной радиации. В таблице 5.1 представлены максимальные значения J для пунктов, находящихся на различных широтах.

Несмотря на большое различие в широте станций, находящихся ниже 500 м над уровнем моря, различия в J_{max} невелико. Более того, на о. Диксон J_{max} больше, чем в пунктах, расположенных южнее его. Объясняется это тем, что атмосфера в низких широтах содержит больше водяного пара и примесей, чем в высоких.

Влияние поглощения водяным паром на поток прямой радиации (J) видно из следующих данных:

a , г/м ³	2,8	4,8	6,4	5,7	11,5
J , кВт/м ²	0,94	0,37	0,80	0,73	0,66

Солнце во всех случаях находилось на высоте $h_{\odot} = 30^{\circ}$.

С увеличением высоты над уровнем моря потоки солнечной радиации возрастают, так как уменьшается оптическая толщина атмосферы (табл. 5.1). Поток J с увеличением высоты растет сравнительно быстро в нижних слоях и более медленно в верхних.

На годовой ход прямой солнечной радиации оказывает влияние полуденная высота Солнца (h_{\odot}), которая зимой меньше, чем летом. Минимальные значения в умеренных широтах наблюдаются обычно в декабре-январе. Максимальные значения J и J' , приходится, как правило, не на летние месяцы, а на май, потому что весной воздух менее запылен и имеет меньшую влажность.

Сильное влияние на поток прямой радиации оказывает облачность. При малых высотах Солнца (до $15-20^{\circ}$) в случае облаков верхнего яруса поток J приближается к нулю. Слоистые и слоисто-дождевые, а также кучевые облака полностью задерживают прямую солнечную радиацию при всех высотах Солнца.

Количество солнечной радиации, приходящей от всех точек небосвода (кроме солнечного диска) на единичную горизонтальную поверхность в единицу времени называется *потоком рассеянной радиации* (D). Поток рассеянной радиации зависит от тех же факторов, что и прямая солнечная радиация. Кроме этого, D зависит от отражательной способности земной поверхности (альбедо).

При безоблачном небе рассеянная радиация сильно зависит от замутненности атмосферы (рис. 16). С увеличением фактора мутности рассеянная радиация значительно возрастает, причем тем быстрее, чем больше высота Солнца.

Поток рассеянной радиации значительно возрастает по мере увеличения альбеда. Поток рассеянной радиации при безоблачном небе имеет простой суточный ход с максимумом в околополуденные часы. В годовом ходе максимум рассеянной радиации при безоблачном небе приходится на лето, когда высота Солнца наибольшая. При безоблачной атмосфере поток рассеянной радиации составляет около 10% инсоляции, т.е. в среднем 0,10-0,12 кВт/м².

Облачность влечет за собой сильное увеличение потока рассеянной радиации из-за большого количества крупных рассеивающих частиц в виде капель воды или ледяных кристаллов. Поток рассеянной радиации существенно зависит от количества и формы облаков. При наличии сплошного облачного покрова поток рассеянной радиации может достигать 0,7 кВт/м².

С увеличением высоты над уровнем моря при рассеянной радиации уменьшается.

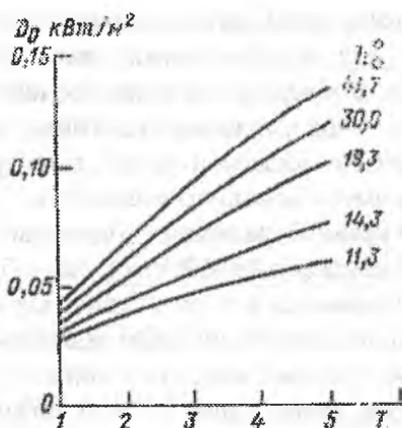


Рис. 16. Зависимость интенсивности рассеянной радиации при безоблачном небе от фактора мутности T при различной высоте солнца h_0 .

Рассеянная радиация увеличивает освещенность земной поверхности. При облачности, не закрывающей солнечный диск, общая освещенность может увеличиваться до 40%.

Сумму потоков инсоляции (J') и рассеянной радиации (D) называют суммарной радиацией:

$$Q = J' + D \quad (5.21)$$

Приход суммарной радиации зависит от тех же факторов, которые определяют приход прямой и рассеянной радиации. При безоблачном

небе отчетливо проявляется зависимость суммарной радиации от прозрачности атмосферы. При увеличении содержания аэрозолей происходит перераспределение потоков прямой и рассеянной радиации: прямая уменьшается, рассеянная увеличивается. В результате этого суммарная радиация лишь несколько уменьшается.

Суточный и годовой ход суммарной радиации аналогичен соответствующему ходу прямой и рассеянной радиации. Дневные значения суммарной радиации обычно лежат в пределах 0,8-0,9 кВт/м².

В зависимости от количества и типа облачности и состояния солнечного диска суточный ход суммарной радиации может существенно различаться для разных дней.

Увеличение облачности приводит к возрастанию доли рассеянной радиации и уменьшению прямой. Наибольший вклад прямой радиации в суммарную отмечается летом. Большое влияние на суммарную радиацию оказывает снежный покров. Известны случаи, когда в горах поток суммарной радиации под влиянием отражения от соседних заснеженных склонов и облаков превышал величину солнечной постоянной. Так, на пике Терскол (3100 м над уровнем моря) 11 мая 1962 г. при 7 балльной кучевой облачности в 12 ч.30 мин. поток суммарной радиации составил 1,44 кВт/м².

5.6. Отраженная солнечная радиация. Альбеда

Суммарная радиация, приходящая к земной поверхности, частично поглощается в деятельном слое почвы или воды и переходит в тепло, частично отражается. Величина отражения земной поверхностью зависит от оптических свойств этой поверхности и характеризуется величиной *альбеда поверхности*.

Альбеда определяется отношением количества отраженной радиации к суммарной радиации, выраженное в процентах:

$$A = \frac{J_{\text{отп}}}{Q} 100\% \quad (5.22)$$

Таким образом, из общего потока суммарной радиации от земной поверхности отражается часть, равная $J_{\text{отр}} = A Q$. Другая часть суммарной радиации, равная $Q(1-A)$, поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эта часть радиации называется *поглощенной радиацией*.

Альbedo подстилающей поверхности определяется свойствами и состоянием поверхности и зависит от высоты Солнца.

Резкие изменения альbedo подстилающей поверхности наблюдаются лишь в периоды схода и установления снежного покрова. В такие периоды разность между значениями альbedo может достигать 20–30%. В остальное время междусуточное изменение альbedo летом не превышает 3%, зимой в районах высоких и умеренных широт с континентальным климатом – 7%, с морским – 12%.

Рассмотрим альbedo отдельных типов земной поверхности.

Снежный покров. Альbedo сухого снежного покрова при безоблачной погоде в зависимости от физико-географических условий пункта наблюдений колеблется в пределах 52–89%. Альbedo грязного влажного снега может уменьшаться до 20–30%. С увеличением облачности альbedo снежной поверхности возрастает. При сплошном снежном покрове оно может увеличиваться на 2–10%. Альbedo снежного покрова изменяется в течение дня. После восхода Солнца до полудня альbedo сухого чистого снежного покрова увеличивается на 3–8%. Во вторую половину дня обычно значения альbedo больше, чем в первую.

Травяной покров. Альbedo травяного покрова колеблется от 12 до 26% в зависимости от густоты, цвета, сочности травы. Альbedo влажной травы меньше альbedo сухой на 2–3%. Альbedo травяного покрова также зависит от высоты Солнца, в результате чего альbedo сухой зеленой травы в утренние и вечерние часы больше, чем в полдень на 2–9%. Альbedo сухого травяного покрова осенью в состоянии увядания колеблется в пределах 11–24%, а прошлогодней травы весной – в пределах 10–23%.

Альbedo почвы. Отражательные свойства поверхности, свободной от растительного покрова, зависят от типа почвы, ее цвета, структуры и влажности. Альbedo неувлажненных почв состав-

ляет 8–26%, белый песок – 40%, влажной почвы на 3–8% меньше альbedo сухой, белого песка – на 18–20% меньше. В дневном ходе альbedo почвы изменяется от максимальных значений при малой высоте Солнца до минимальных в полдень. Амплитуда дневного хода альbedo почвы составляет 11–17%.

Альbedo водной поверхности. Альbedo поверхности воды внутренних водоемов зависит от ряда факторов: высоты Солнца над горизонтом, соотношения между прямой и рассеянной радиацией при данной высоте Солнца, количества облаков, степени волнения и характеристик водоемов (глубины, прозрачности воды и др.). Средние месячные значения альbedo водной поверхности больших естественных водоемов и водохранилищ в течение мая-сентября находятся в пределах 7–11%, для мелких – 11–16%.

Амплитуда дневного хода альbedo при отсутствии облаков может достигать 30% и более. Альbedo поверхности океанов и морей при сплошной облачности составляет – 6–8%.

При климатических расчетах при безоблачном небе альbedo водной поверхности при высоте Солнца 50–70° может быть принято равным 4–5%, при высоте Солнца 30–50° – 6–7%.

Альbedo других поверхностей. Альbedo хвойных лесов составляет 10–15%, лиственных лесов – 15–20%, поля ржи и пшеницы имеют альbedo в пределах 10–25%, картофельные поля – 15–25%, хлопковые поля – 20–25%.

Альbedo облаков. Альbedo облаков зависит от толщины облачности и формы облаков. Наибольшими значениями альbedo характеризуется высоко-кучевая и слоисто-кучевая облачность. Альbedo слоисто-кучевого облака составляет 71–73%, высоко-слоистой – 56–64%. Альbedo кучево-дождевых облаков является наибольшим (36%), перистых облаков над сушей наименьшим (32%).

Альbedo земной поверхности и альbedo облаков создают альbedo Земли как планеты. При отсутствии облачности среднегодовое альbedo Земли составляет около 17% в тропических и экваториальных широтах, и около 50% – в полярных. Облачность увеличивает альbedo Земли от 25–30% до 60%. В

целом, среднее альbedo нашей планеты лежит в пределах от 29 до 32%, т.е. около одной трети солнечной радиации отражается в мировое пространство.

5.7. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы. Эффективное излучение

К *длинноволновой радиации* относят радиацию с длинами волн от 4 мкм до 100-120 мкм. К этой радиации относятся излучения земной поверхности и атмосферы.

Так как температура Земли и атмосферы намного ниже температуры Солнца, то излучаемая ими энергия приходится на невидимый инфракрасный участок спектра. Изучение спектров длинноволновой радиации различных поверхностей показало, что земную поверхность можно считать серым телом. С учетом этого формулу закона Стефана-Больцмана можно записать в следующем виде:

$$B_0 = \delta \sigma T_0^4, \quad (5.23)$$

где B_0 – поток излучения земной поверхности (кВт/м²), σ – постоянная Стефана-Больцмана, T – температура земной поверхности (К), δ – относительный коэффициент поглощения или поглощательная способность земной поверхности.

Значения δ для различных поверхностей изменяются от 0,89 до 0,99. Наибольшей поглощательной способностью обладает снег ($\delta=0,995$), наименьшей – водная поверхность ($\delta=0,89$). В среднем для земной поверхности δ полагают равным 0,95.

Поток излучения земной поверхности значительно меньше потока излучения Солнца, но сравним с потоком солнечной радиации, поступающим на горизонтальную поверхность.

Температуры земной поверхности заключаются между -93°C (льды Антарктиды) и 77°C (пески пустынь), что соответствует излучаемой радиации в пределах 4-120 мкм, а максимум излучаемой энергии приходится на длины волн в диапазоне 10-15 мкм. B_0 имеет хорошо выраженный максимум днем и минимум ночью, ближе к восходу Солнца.

Атмосфера нагревается за счет поглощения коротковолновой солнечной радиации (около 15% от всего количества, приходящего к Земле), за счет поглощения длинноволновой радиации, излучаемой земной поверхностью, а также за счет конденсации водяного пара, испаряемого о подстилающей поверхности. Нагреваясь, атмосфера излучает так же, как и земная поверхность, невидимую инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн.

Встречное излучение атмосферы определяют по эмпирическим формулам. В общем случае оно рассчитывается по формуле:

$$B_A = a\sigma T^4, \quad (5.24)$$

где a – характеризует излучательную способность атмосферы и зависит в основном от содержания водяного пара, количества и высоты облаков, T – температура воздуха. Наиболее широкое распространение получила эмпирическая формула Д.Брента:

$$B_A = \sigma T^4 (a_1 + b_1 \sqrt{e}), \quad (5.25)$$

где $a = 0,526$ и $b = 0,065$, e – давление пара в гПа.

Большая часть (70%) атмосферной радиации излучается к земной поверхности, остальная часть уходит в мировое пространство. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют *встречным излучением*, или *противоизлучением* потому, что оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности. Поверхность Земли поглощает это встречное излучение почти целиком (на 90-99%). Таким образом, оно является для земной поверхности важным источником тепла, в дополнение к поглощаемой солнечной радиации.

Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами сильно излучают. Для равнинных районов умеренных широт средняя интенсивность встречного излучения составляет 0,21-0,28 кВт/м², на горных станциях – порядка 0,07-0,14 кВт/м². Наибольшее встречное излучение наблюдается у экватора, где атмосфера наиболее нагрета и богата водяным паром. Здесь оно составляет 0,35-0,42 кВт/м² в среднем за год, а к полярным широтам убывает до 0,21 кВт/м².

Основным газом в атмосфере, поглощающим земное излучение и излучающим встречное излучение, является водяной пар. Он поглощает инфракрасную радиацию наиболее сильно в спектральных интервалах 5,5-7,0 мкм и более 17 мкм. В интервале 8,5-12 мкм водяной пар практически прозрачен для инфракрасной радиации. По этой причине данный участок спектра называют *окном прозрачности атмосферы*. Кроме водяного пара, определенное влияние на потоки длинноволновой радиации оказывают углекислый газ и озон.

Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением B_e :

$$B_e = B_0 - \delta B_a, \quad (5.26)$$

где δB_a – противоизлучение атмосферы.

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю тепла с земной поверхности ночью.

Интенсивность эффективного излучения в ясные ночи составляет около 0,07-0,10 кВт/м² на равнинных станциях умеренных широт и до 0,14 кВт/м² на высокогорных станциях (где встречное излучение меньше). С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает. В облачную погоду оно гораздо меньше, чем в ясную, поэтому меньше и ночное охлаждение земной поверхности.

Днем эффективное излучение компенсируется поглощенной суммарной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность в эти часы нагревается, вследствие чего, растет и эффективное излучение. Ночью эффективное излучение остается без всякой компенсации, поэтому температура земной поверхности в эту часть суток понижается.

В среднем земная поверхность в средних широтах теряет эффективным излучением примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной суммарной радиации.

Годовой ход эффективного излучения наиболее ярко выражен при безоблачном небе и в более южных широтах (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Годовой ход эффективного излучения ($\text{Вт}/\text{м}^2$)

Пункт	Состояние неба	Месяц				Год
		I	IV	VII	X	
Якутск ($\varphi=60^\circ\text{с.ш.}$)	Облачно	65,0	62,4	54,2	54,2	56,5
	Ясно	86,7	86,4	91,4	92,9	89,9
Павловск ($\varphi=60^\circ\text{с.ш.}$)	Облачно	31,0	60,8	65,0	37,2	46,9
	Ясно	69,7	108,8	100,6	83,2	87,8
Ташкент ($\varphi=42^\circ\text{с.ш.}$)	Облачно	49,5	72,0	102,4	83,6	77,4
	Ясно	72,8	102,4	108,4	97,5	98,8

5.8. Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы

Приток тепла в виде лучистой энергии является важнейшей составной частью общего притока тепла, под влиянием которого изменяется термический режим атмосферы и земной поверхности. Балансом лучистой энергии, или *радиационным балансом* тела называется разность между поглощенной этим телом радиации и собственным излучением.

Приходная часть радиационного баланса земной поверхности (R) складывается из поглощенных частей прямой солнечной $(1-A)J'$ и рассеянной $(1-A)D$ радиации, а также противоизлучения атмосферы δB_a . Таким образом:

$$R = (J' + D)(1 - A) - B_s \quad (5.27)$$

где A – альбеда, B_s – эффективное излучение земной поверхности.

Так как $J' + D = Q$, а $Q(1-A)$ является поглощенной земной поверхностью радиацией, то получим:

$$R = Q(1 - A) - B_s \quad (5.28)$$

или

$$R = J_{\text{погл}} - B_s \quad (5.29)$$

Уравнения (5.27), (5.28), и (5.29) являются разновидностями уравнения *радиационного баланса земной поверхности*.

Радиационный баланс земной поверхности оказывает большое влияние на распределение температуры в почве и приземном слое атмосферы, а также на процессы испарения и снеготаяния, образование туманов и заморозков, изменение свойств воздушных масс.

Радиационный баланс изменяется в зависимости от широты, времени суток и года, атмосферных условий (облачность, прозрачность и др.). Расчет баланса ведется за различные временные интервалы (час, сутки, месяц, сезон, год). Радиационный баланс может быть как положительным, так и отрицательным.

Суточный ход радиационного баланса, его коротковолновой (R_k) и длинноволновой (B) составляющих для полупустыни приведен на рисунке 17.

Переход радиационного баланса через нуль ($R=0$) от отрицательных значений ночью к положительным днем и наоборот

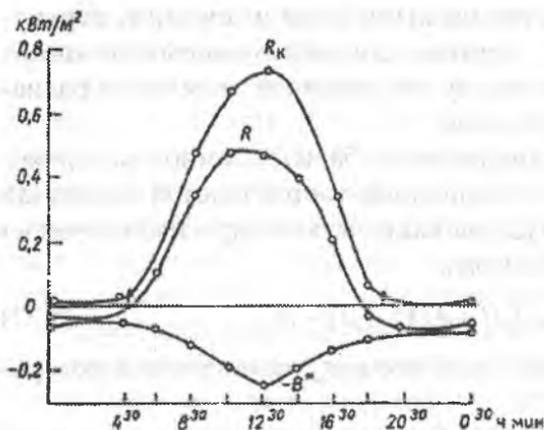


Рис. 17. Суточный ход радиационного баланса R и его коротковолновой R_k и B длинноволновой составляющих (Юг Казахстана, июль 1952 г.).

Стрелки — момент восхода и захода Солнца.

происходит при высоте Солнца $10-15^\circ$. В течение ночи радиационный баланс при отсутствии или постоянном количестве облачности сохраняется практически постоянным.

При наличии снежного покрова в высоких широтах в зимний период радиационный баланс может быть отрицательным в течение всех суток.

Годовой ход радиационного баланса для различных широт приведен в таблице 5.3. Радиационный баланс положителен в южных широтах в течение всего года, в

умеренных – в течение 6-8 месяцев, в Арктике – только в течение 3-4 месяцев. В летние месяцы значения R в Арктике не намного меньше, чем в умеренных широтах.

Таблица 5.3

Годовой ход радиационного баланса ($Вт/м^2$)

Пункт	Месяц				Год
	I	IV	VII	X	
о. Диксон	-37,5	-8,1	115,7	-28,2	8,4
Якутск	-37,5	27,5	115,7	-15,6	22,3
Санкт-Петербург	-29,7	69,5	103,2	-1,6	31,4
Тбилиси	1,6	100,2	156,4	43,8	74,6
Ташкент	5,6	106,6	150,3	44,8	79,8
Термез	22,0	106,9	154,9	60,8	86,4

В Антарктиде вследствие высоких значений альбеда в течение всего года радиационный баланс в целом за год на всех станциях, кроме прибрежных, отрицателен.

На радиационный баланс и его изменение сильное влияние оказывает облачность, которая приводит к уменьшению суммарной радиации и эффективного излучения. Но так как уменьшение суммарной радиации значительно больше, чем эффективного излучения, то радиационный баланс при появлении облачности уменьшается.

Ночью при отрицательном радиационном балансе появление облачности сопровождается уменьшением эффективного излучения, и соответственно абсолютной величины радиационного баланса. Увеличение облачности от 3 до 8 баллов вызывает уменьшение радиационного баланса в умеренных широтах примерно на 20%.

Приход радиационного баланса атмосферы R_A составляют поглощенное атмосферой излучение земной поверхности U_n :

$$U_n = (1-P)B_0, \quad (5.30)$$

где P – коэффициент пропускания атмосферы, а также поглощенная ею прямая и рассеянная солнечная радиация q' . Теряет атмосфера тепло за счет излучения в направлении к земной поверхности (δB_a) и в мировое пространство (B_∞). Таким образом:

$$R_A = U_n + q' - \delta B_a - B_\infty \quad (5.31)$$

с учетом (5.30) запишем

$$R_A = (1 - P)B_0 + q' - \delta B_a - B_\infty \quad (5.32)$$

Так как $B_0 - \delta B_a = B_s$, а $PB_0 + B_\infty = U_\infty$ — уходящее в мировое пространство излучение земной поверхности и атмосферы, то:

$$R_A = q' + B_s - U_\infty \quad (5.33)$$

Уравнения (5.31), (5.32) и (5.33) представляют собой уравнения радиационного баланса атмосферы.

Расчет по формуле (5.33) показал, что радиационный баланс атмосферы на всех широтах в среднем за год отрицателен. Изменение с широтой в северном полушарии характеризуется следующими данными:

φ , °	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
R_A , Вт/м ²	-101	-110	-109	-92	-80	-80	-93

В климатических расчетах большой интерес представляет радиационный баланс системы земная поверхность — атмосфера (или Земли как планеты), под которым понимают баланс лучистой энергии в вертикальном столбе, включающем деятельный слой почвы (или воды) и всю атмосферу. Следовательно:

$$R_3 = R + R_A \quad (5.34)$$

Учитывая (5.29) и (5.33), получим:

$$R_3 = J_{\text{ногл}} + q' - U_\infty$$

или

$$R_3 = Q_n - U_\infty, \quad (5.35)$$

где $Q_n = J_{\text{ногл}} + q'$ — солнечная радиация, поглощенная земной поверхностью и атмосферой.

Формулу (5.35) можно также представить в виде:

$$R_3 = J'_0(1 - A_3) - U_\infty, \quad (5.36)$$

где J'_0 — инсоляция на верхней границе атмосферы, A_3 — альbedo Земли как планеты.

Радиационный баланс системы земная поверхность – атмосфера может быть как положительным, так и отрицательным. В годовом ходе R_3 в умеренных широтах больше нуля в течение летних месяцев и отрицателен остальное время года. В экваториальной области (между 15° с.ш. и 15° ю.ш.) R_3 положителен в течение всего года. В среднем за год $R_3 > 0$ в зоне от экватора до широты около 35°

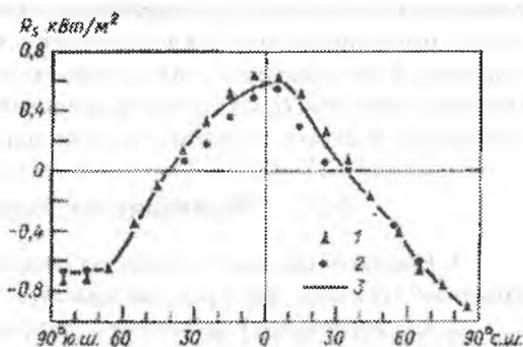


Рис.18. Средний за год радиационный баланс системы земная поверхность – атмосфера по измерениям с ИСЗ в 1962–1970 гг.

1 – океаны, 2 – материки, 3 – зональные значения.

в северном полушарии – около 40° в южном. В зонах от указанных широт до полюсов R_3 в среднем за год отрицателен (рис. 18).

Основные выводы

1. Основным энергетическим источником атмосферных процессов является солнечная радиация в интервале длин волн от 0,1 до 4,0 мкм (коротковолновая радиация). Максимальное количество энергии, приходящее к Земле определяется величиной солнечной постоянной.

2. В результате поглощения и рассеяния солнечной радиации в атмосфере происходит её ослабление и смещение спектра в сторону более длинных волн. С поглощением и рассеянием солнечного света в атмосфере связан ряд оптических явлений (цвет небосвода, изменение цвета солнечного или лунного диска и др.).

3. Прозрачность атмосферы зависит от содержания в ней водяного пара и атмосферных аэрозолей. Для устранения влияния на интегральные характеристики прозрачности величины оптической массы, значения прямой солнечной радиации приводятся к оптической массе, равной двум.

4. Приток тепла к земной поверхности, к атмосфере и в целом к планете в виде лучистой энергии описывается соответствующими уравнениями радиационного баланса. Общим для этих уравнений является то, что

они представляют собой разность между поглощенной радиацией и собственными излучениями каждого объекта. Значения всех составляющих, входящих в эти уравнения и их временные изменения зависят от астрономических факторов (широта места, склонение Солнца и др.) и от метеорологических факторов (облачность, влажность, альbedo и др.).

Контрольные вопросы

1. Какой состав имеет солнечная радиация? Что такое солнечная постоянная? От каких факторов она зависит?
2. Как поглощается солнечная радиация в атмосфере?
3. Что представляет собой рассеивание солнечной радиации в атмосфере? Какие оптические явления связаны с ним?
4. Выведете уравнение Бугера-Ламберта.
5. Дайте характеристику интегральным характеристикам прозрачности атмосферы. В чем заключается эффект Форбса?
6. От каких факторов зависит приход к земной поверхности прямой, рассеянной и суммарной солнечной радиации?
7. Что такое альbedo? Альbedo естественных поверхностей, облачности и Земли.
8. От каких факторов зависит длинноволновая радиация земной поверхности и атмосферы? Эффективного излучения?
9. Что представляет собой уравнение радиационного баланса земной поверхности?
10. Охарактеризуйте суточный и годовой ход радиационного баланса земной поверхности.
11. Охарактеризуйте радиационный баланс атмосферы и системы земная поверхность – атмосфера.

Глава VI. ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И АТМОСФЕРЫ

Основные понятия

1. Теплообмен – передача тепла от одних слоев или частей атмосферы к другим. Она происходит путем переноса радиации, путем теплопроводности, преимущественно турбулентной, и при фазовых преобразованиях воды.

- **Теплопроводность** – способность вещества проводить тепло. В газах и жидкостях различают молекулярную и турбулентную теплопроводность.
- **Конвекция** – упорядоченный перенос в газе и жидкости в вертикальном направлении.
- **Радиационный** – обмен радиацией различного рода между мировым пространством, атмосферой и поверхностью земли.

2. Теплоемкость – количество тепла, необходимое для изменения температуры тела единичной массы на 1° .

3. Адвекция – перенос воздуха и его свойств в горизонтальном направлении. Говорят об адвекции воздушных масс, об адвекции тепла, водяного пара, момента движения, вихря скорости, и т.д.

4. Психрометрическая будка – будка особой конструкции, в которую помещают на метеорологических станциях психрометрическую установку. Назначение психрометрической будки – предохранять находящиеся внутри нее приборы от действия солнечной радиации, излучения земной поверхности и окружающих предметов, а также от осадков и ветра.

5. Рельеф местности – совокупность форм горизонтального и вертикального расчленения земной поверхности, т.е. поднятий и понижений, гор, низменностей.

6. **Фён** – ветер, часто сильный и порывистый, с высокой температурой и пониженной относительной влажностью воздуха, возникающий при его нисходящих движениях.

7. **Пассаты** – воздушные течения, возникающие на обращенных к экватору перифериях субтропических антициклонов.

6.1. Уравнение теплового баланса земной поверхности

Под влиянием радиационных изменений происходят колебания теплосодержания тонкого слоя, который называют деятельным. *Деятельный слой* – это слой почвы или воды, температура которого испытывает суточные и годовые колебания. Толщина этого слоя составляет на суше 10-30 м, в океане – 200-300 м.

Распределение температуры на земной поверхности и в атмосфере и их непрерывные изменения называют *тепловым режимом земной поверхности и атмосферы*. Тепловой режим земной поверхности и атмосферы является важнейшим фактором не только формирования погоды, но и климатообразования.

Количество тепла, полученное земной поверхностью в результате радиационного теплообмена, определяется величиной радиационного баланса R . В дневное время эта величина положительна, что приводит к нагреванию земной поверхности и ее температура становится выше температуры прилегающего слоя воздуха и нижележащих слоев почвы или воды (рис. 19).

Более нагретая поверхность часть тепла отдает прилегающим слоям воздуха (P , кВт/м²) путем конвекции. Часть тепла (Q_n) путем молекулярной теплопроводности передается более глубоким слоям почвы или воды. Часть тепла затрачивается на испарение водяного пара с земной поверхности (LE), где L – удельная теплота испарения, E – масса испарившейся воды.

Алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности в данный момент времени при постоянной температуре поверхности должна быть равной нулю. Это условие выражается *уравнением теплового баланса земной поверхности*:

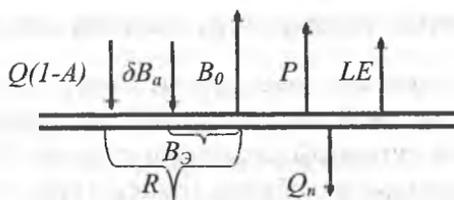


Рис. 19. Составляющие теплового баланса земной поверхности в дневное время суток

$$R + P + Q_n + LE = 0 \quad (6.1)$$

В ночное время, когда $R < 0$, земная поверхность охлаждается и ее температура становится ниже температуры воздуха и прилегающих слоев почвы или воды. Вследствие этого все потоки тепла меняют свой знак на противоположный. Земная поверхность получает некоторое количество тепла из атмосферы путем теплопроводности. Этим же путем к ней приходит тепло из глубин почвы или воды. И, наконец, она получает некоторое количество тепла за счет выделения скрытой теплоты при конденсации водяного пара (росы) или его сублимации (иней). В уравнении (6.1) не учтены затраты тепла на таяние снега или льда; тепло, переносимое осадками; тепло, получаемое от диссипации механической энергии ветра, волн, приливов и течений. Однако этими источниками тепла, кроме затрат тепла на таяние снега и льда, обычно пренебрегают.

В случае, когда температура земной поверхности изменяется, на основании закона сохранения энергии для вертикального столба почвы толщиной Δ можно записать:

$$\Delta \frac{\partial}{\partial t} (C_n \rho_n T) = R + P + Q_n + LE, \quad (6.2)$$

где ρ_n — плотность почвы, C_n — теплоемкость почвы, T — ее температура. Слагаемое, стоящее в левой части уравнения, характеризует скорость изменения теплосодержания слоя почвы толщиной Δ в зависимости от перечисленных выше факторов. Толщина этого слоя в почве составляет несколько миллиметров. В правой части (6.2) все потоки тепла, которые входят через верхнюю и нижнюю границы в слой почвы, берут со знаком «плюс», а те, которые выходят из слоя, — со знаком «минус».

6.2. Изменение температуры земной поверхности

Температура земной поверхности имеет хорошо выраженный суточный и годовой ход. Суточный ход температуры суши обычно повторяет суточный ход радиационного баланса земной поверхности. Суточные колебания температуры воды на поверхности океана имеют максимум около 15-16 часов и минимум через 2-3 часа после восхода Солнца. Облачность, осадки и особенно адвекция температуры могут очень сильно повлиять на суточный ход температуры земной поверхности. Однако построенная по многолетним данным за календарный месяц кривая суточного хода температуры имеет довольно правильную форму.

Разность между суточным максимумом и суточным минимумом температуры называется *суточной амплитудой температуры*. Эта величина зависит не только от значений радиационного баланса, но и очень сильно от агрегатного состояния земной поверхности (суша или вода). На суше суточная амплитуда зависит от того сухая или увлажненная почва. Большую роль играет растительный и снежный покров.

Вода по сравнению с сушей обладает примерно в два раза большей объемной теплоемкостью и очень большой теплопроводностью, особенно в верхнем слое толщиной 50-150 м, где развит турбулентный обмен. Кроме этого с водной поверхности происходят большие потери тепла на испарение, а поглощение солнечной радиации происходит до больших глубин. С учетом всех перечисленных факторов амплитуда суточных колебаний температуры водной поверхности в 10-100 раз меньше, чем на суше.

В годовом ходе максимум температуры суши наблюдается в июле, минимум – в январе. *Годовая амплитуда* температуры изменяется в зависимости от широты. На суше она мала: в тропических широтах около 3°C на широте 10°, 10°C – на широте 30°. В умеренных широтах ($\varphi=50^\circ$) она составляет в среднем 25°C. Годовая амплитуда температуры водной поверхности также зависит от широты, но она меньше годовой амплитуды температуры суши. В тропиках она около 2-3°C, на 40° с.ш. около 10°C, а под 40° ю.ш. около 5°C.

Температура поверхности оголенной почвы летом может достигать больших значений: до 82°C в тропиках, до $77-79^{\circ}\text{C}$ в Средней Азии, до 60°C на широте 60° с.ш. Растительный покров уменьшает охлаждение почвы ночью, днем растительность препятствует ее радиационному нагреванию. Суточная амплитуда температуры под растительным покровом, таким образом, уменьшена, а средняя суточная температура понижена. Поверхность почвы под полевыми культурами может оказаться в дневные часы на 15°C холоднее, чем почва под паром. В среднем же за сутки она холоднее обнаженной почвы на 6°C , и даже на глубине 5-10 см остается разница в $3-4^{\circ}\text{C}$.

Зимой, когда преобладающую роль играет излучение, почва под растительным покровом теплее оголенной почвы.

Зимой основную роль в формировании теплового режима почвы играет снежный покров. Снег сильно отражает солнечную радиацию (большое альбедо) и в то же время излучает почти как черное тело инфракрасную радиацию. Под влиянием радиационных потерь тепла поверхность снега сильно охлаждается. Вследствие малой теплопроводности температура внутри слоя снега быстро возрастает с глубиной. В результате температура поверхности почвы под снегом всегда выше температуры оголенных поверхностей. В средних широтах средние за зимние месяцы разности температур поверхности оголенной почвы и над снежным покровом могут составлять $10-12^{\circ}\text{C}$. Суточные колебания температуры в снежном покрове проникают до малой глубины (около 20-30 см).

Таким образом, летом растительный покров снижает температуру поверхности почвы, зимой снежный покров ее повышает. Под действием этих факторов уменьшается годовая амплитуда температуры почвы по сравнению с обнаженной почвой примерно на 10°C .

Суточный ход температуры почвы зависит также от экспозиции склонов. Ночное излучение на склонах любой ориентации примерно одинаково, а дневное нагревание будет наибольшим на южных склонах и наименьшим на северных.

6.3. Распространение тепла в почве и воде

Тепло от земной поверхности распространяется в глубь почвы путем молекулярной теплопроводности. Поток тепла Q_n на произвольной глубине ξ пропорционален вертикальному градиенту $-\frac{\partial T}{\partial \xi}$:

$$Q_n = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi}, \quad (6.3)$$

где λ – коэффициент пропорциональности, называемый *коэффициентом теплопроводности почвы*. Единица измерения λ ($\text{Вт/м} \cdot \text{К}$).

Поток тепла направлен в глубь почвы и положителен ($Q_n > 0$), когда температура убывает с глубиной ($\frac{\partial T}{\partial \xi} < 0$). Это бывает днем.

Ночью температура увеличивается с глубиной ($\frac{\partial T}{\partial \xi} > 0$) и поток $Q_n < 0$.

Значения коэффициента теплопроводности зависят от минерального состава почвы, от степени ее увлажнения, а также от ее пористости. Теплопроводность твердых составных частей почвы составляет: для торфа – 0,88, мела – 0,92, известняка – 1,77, минералов – 2,43, песчаников 1,10–2,80.

Теплопроводность твердых составных частей почвы примерно в 100 раз больше молекулярной теплопроводности воздуха. Поэтому с увеличением пористости почвы теплопроводность ее резко уменьшается. Таким образом, теплопроводность рыхлой почвы меньше теплопроводности плотной почвы. При увлажнении почвы часть почвенного воздуха замещается водой, теплопроводность которой примерно в 20 раз больше теплопроводности воздуха, и теплопроводность почвы увеличивается при возрастании ее влажности.

Считая, что свойства почвы одинаковы по глубине, изменение температуры со временем можно записать в виде:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_M \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2}, \quad (6.4)$$

где $k_M = \lambda / c_n \rho_n$ – коэффициент температуропроводности почвы.

Уравнение (6.4) – это уравнение теплопроводности (Фурье).

Из решения уравнения (6.4) следуют четыре основных следствия, так называемые *законы Фурье*.

Первый закон Фурье. Независимо от типа почвы, период колебаний температуры не изменяется с глубиной. Это означает, что не только на поверхности почвы, но и на глубинах сохраняется суточный ход с периодом 24 часа и годовой ход с периодом 12 мес.

Второй закон Фурье. Возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в геометрической прогрессии. Если на поверхности суточная амплитуда равна 30°C, а на глубине 20 см – 5°C, то на глубине 40 см она уже менее 1°C.

На некоторой глубине суточная амплитуда становится равной практически нулю. Это уровень так называемой постоянной суточной температуры, который лежит на глубинах 70–100 см.

Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается с глубиной по тому же закону. Амплитуды годовых колебаний убывают до нуля на глубине около 30 м в полярных широтах, около 15–20 м в средних широтах, около 10 м в тропиках, на этих глубинах начинается слой постоянной годовой температуры.

Третий закон Фурье. Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально ей. Суточные экстремумы на каждые 10 см глубины запаздывают на 2,5–3,5 ч. и на глубине 50 см суточный максимум наблюдается уже после полуночи. Годовые экстремумы запаздывают на 20–33 суток на каждый метр глубины. На глубине 5 м минимум температуры может наблюдаться в мае, максимум – в октябре.

Четвертый закон Фурье. Глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний, т.е. как 1 : $\sqrt{365}$. Глубина, на которой затухают годовые колебания, в 19 раз больше, чем глубина, на которой затухают суточные колебания. Все законы Фурье хорошо подтверждается наблюдениями.

Летом температура от поверхности почвы в глубину падает, зимой растет, весной она сначала растет, а потом убывает, осенью сначала убывает, а затем растет.

Изменения температуры в почве с глубиной в течение суток или года можно представить с помощью графика изоплет. По оси абсцисс откладывается время в часах или в месяцах года, а по оси ординат — глубина в почве. Каждой точке на графике соответствуют определенное время и определенная глубина. На график наносят средние значения температуры на разных глубинах в разные часы или месяцы. Проведя затем изолинии, соединяющие точки с равными температурами, получим семейство термоизоплет (рис. 20).

В воде основным механизмом теплообмена является турбулентное перемешивание водных слоев, под влиянием которого вертикальный профиль температуры в верхних слоях воды близок к *изотермическому*. Ниже этого слоя температура воды резко убывает с глубиной. Этот слой

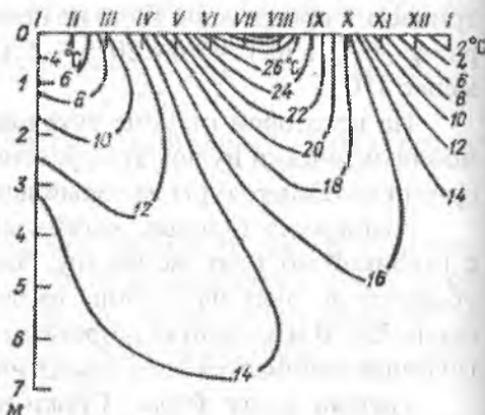


Рис. 20. Изоплеты годового хода температуры почвы.

называют слоем *сезонного термоклина*. С июля по октябрь толщина изотермического слоя близка к 50 м. В этот период температура поверхностного слоя воды высокая, плотность с глубиной растет. По этой причине перемешивание в изотермическом слое поддерживается только за счет механической энергии ветра. В осенне-зимний период перемешивание обусловлено не только влиянием ветра, но и конвекцией, возникающей при охлаждении поверхностного слоя воды за счет излучения и испарения. Толщина изотермического слоя возрастает в январе — марте до 100–150 метров.

Суточные колебания в воде незначительны и распространяются на глубину порядка десятков метров. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров.

Описанные различия в распространении тепла в воде и в почве приводят к тому, что водный бассейн в теплое время года накапливает в достаточно мощном слое воды большое количество тепла, которое отдает в атмосферу в холодный сезон. Напротив, почва в течение теплого сезона отдает по ночам большую часть того тепла, что получает днем, вследствие чего мало накапливает его к зиме.

В результате указанных различий температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей.

6.4. Конвективный и турбулентный потоки тепла.

Приток тепла

Перенос тепла от земной поверхности к атмосфере осуществляется следующими процессами: конвективный и турбулентный теплообмен; излучение и поглощение радиации; фазовые переходы воды; молекулярная теплопроводность.

Поток тепла – это количество тепловой энергии воздушных частиц $C_p \cdot T$, которое переносится через единичную площадку в направлении нормали к ней в единицу времени (Дж/кг·с или Вт/кг). Поток тепла складывается из двух потоков: конвективного Q_k и турбулентного Q_T .

Конвективный поток – поток Q_k обусловлен упорядоченным перемещением воздуха со средней скоростью C , направленный по нормали к площадке:

$$Q_k = C_p T \cdot \rho \cdot C, \quad (6.5)$$

где ρ – плотность воздуха.

Горизонтальная составляющая средней скорости ветра в сотни раз больше вертикальной. По этой причине конвективный поток представляет собой перенос тепла преимущественно по

горизонтали. Горизонтальная составляющая конвективного слоя называется *адвективным потоком тепла*. Вертикальная составляющая потока обычно называется собственно конвективным потоком.

Турбулентный поток тепла Q_T обусловлен пульсациями скорости. Турбулентный поток тепла пропорционален градиенту температуры:

$$Q_T = -C_P A \frac{\partial \theta}{\partial N}, \quad (6.6)$$

где A — коэффициент турбулентного теплообмена, $\frac{\partial \theta}{\partial N}$ — градиент потенциальной температуры.

Так как величина турбулентного теплообмена по горизонтали много меньше, чем по вертикали, то для турбулентного теплообмена по вертикали с учетом (4.32) можно записать:

$$Q_Z = -C_P A (\gamma_a - \gamma) \quad (6.7)$$

Коэффициент A можно представить в виде:

$$A = k \cdot \rho \quad (6.8)$$

где k — коэффициент турбулентности ($\text{м}^2/\text{с}$).

С учетом (6.8) уравнение для турбулентного потока тепла по вертикали запишем:

$$Q_Z = -C_P \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.9)$$

Турбулентный поток тепла положителен ($Q_Z > 0$) при сухо-неустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma_a$), равен нулю ($Q_Z = 0$) при сухобезразличной ($\gamma = \gamma_a$) и отрицательный ($Q_Z < 0$) при сухо-стойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_a$).

Так как при вертикальном перемещении частицы происходит вовлечение окружающего воздуха с более низкой температурой, то вертикальный градиент температуры, при котором турбулентный поток обращается в нуль, оказывается меньше сухоадиабатического. Этот вертикальный градиент температуры называется *равновесным градиентом температуры* (γ_P).

На основании большего количества экспериментальных данных, установлено, что среднее значение равновесного градиента температуры равно $0,65 - 0,70 \text{ } ^\circ/100 \text{ м}$. Следовательно, даже при сухоустойчивой стратификации, когда $\gamma < \gamma_a$, $Q_z > 0$.

Изменение температуры в каком-либо объеме воздуха определяется не потоком тепла, а его *притоком*. Приток тепла – это разность потоков тепла, входящих в воздушную частицу и выходящую из него. Приток тепла численно равен количеству тепла, входящего или уходящего из определенного объема воздуха в единицу времени ($\text{Дж}/\text{м}^3 \cdot \text{с}$ или $\text{Вт}/\text{м}^3$).

Выделим в атмосфере столб воздуха единичного сечения, заключенный между высотами z и $z+dz$. Очевидно, что приток тепла к выделенному объему воздуха будет равен разности между потоком тепла на уровне нижнего основания Q_z и на уровне верхнего основания $Q_z + dQ_z$, т.е.

$$Q_z - (Q_z + dQ_z) = -dQ_z. \quad (6.10)$$

Дифференциал потока dQ_z можно представить в виде:

$$dQ_z = \frac{\partial Q_z}{\partial z}, \quad (6.11)$$

приток тепла к единичной массе воздуха в единицу времени:

$$-\frac{\partial Q_z}{\partial m} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial Q_z}{\partial z}. \quad (6.12)$$

С учетом того, что поток тепла имеет составляющие по всем осям координат, можно записать:

$$\varepsilon = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} \right). \quad (6.13)$$

Так как $\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} = \text{div } \vec{Q}$, то

$$\rho \varepsilon = -\text{div } \vec{Q}. \quad (6.14)$$

Таким образом, приток тепла к единичному объему воздуха за единицу времени равен дивергенции потока тепла, взятой с обратным знакомом, т.е. при $\text{div} \bar{Q} < 0$, приток положителен.

Для турбулентного притока тепла по оси z можно записать:

$$\varepsilon_T = \frac{c_p}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho k \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (6.15)$$

6.5. Уравнение притока тепла в турбулентной атмосфере

Исходным уравнением служит уравнение первого начала термодинамики (4.8), которое запишем в виде:

$$\frac{dq}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_c T}{p} \cdot \frac{dP}{dt}. \quad (6.16)$$

Индекс i опущен, так как уравнение записано для воздуха.

Представим приток тепла как сумму четырех слагаемых:

$$\frac{dq}{dt} = \varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_{\Pi} + \varepsilon_K, \quad (6.17)$$

где ε_T — удельный приток тепла (Дж/кг·с), обусловленный турбулентным теплообменом; ε_L — удельный приток тепла, обусловленный переносом лучистой энергии; ε_{Π} — удельный приток тепла, обусловленный фазовыми переходами воды в атмосфере; ε_K — удельный приток тепла, обусловленный переходом кинетической энергии движения в тепло под влиянием молекулярного и турбулентного перемешивания (диссипацией).

Приравнявая правые части уравнений (6.16) и (6.17), получим:

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{R_c T}{p} \frac{dP}{dt} = \varepsilon_T + \varepsilon_L + \varepsilon_{\Pi} + \varepsilon_K. \quad (6.18)$$

Представим полную производную $\frac{dT}{dt}$ в виде:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial x} \cdot \frac{\partial x}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial y} \cdot \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial t}, \quad (6.19)$$

где $\frac{\partial x}{\partial t} = U$, $\frac{\partial y}{\partial t} = v$, $\frac{\partial z}{\partial t} = W$ — проекция скорости движения воздушной частицы по осям координат x , y , z соответственно.

Тогда (6.19) можно записать как:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + W \frac{\partial T}{\partial z} \quad (6.20)$$

Производная $\frac{dT}{dt}$ характеризует скорость изменения температуры в движущейся воздушной частице. Ее называют *индивидуальной* или *полной производной*. Частная производная $\frac{\partial T}{\partial t}$ характеризует скорость изменения температуры в неподвижной точке пространства. Она называется *локальной* или *местной производной*. Сумма $(U \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial T}{\partial y})$, представляющая собой изменение температуры в зависимости от скорости движения, носит название *адвективной производной*. Наконец, слагаемое $W \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$, называемое *конвективной производной*, представляет изменение температуры в зависимости от скорости вертикальных движений.

Аналогично распишем полную производную $\frac{dP}{dt}$ в (6.18):

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + U \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + W \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.21)$$

Оценка величин, входящих в (6.21), показывает, что первые три из них меньше последнего примерно на два порядка, т.е.:

$$\frac{dP}{dt} \approx W \frac{\partial P}{\partial z}. \quad (6.22)$$

Подставим (6.21) и (6.22) в уравнение (6.18), учтем (6.15) и преобразуем сумму $W \frac{\partial T}{\partial z} + W \frac{\partial P}{\partial z}$, используя уравнение статики:

$$W \frac{\partial T}{\partial z} + W \frac{\partial P}{\partial z} = W(\gamma - \gamma_0). \quad (6.23)$$

Полученное уравнение решим относительно $\frac{\partial T}{\partial t}$:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(U \frac{\partial T}{\partial x} + g \frac{\partial T}{\partial y} \right) + W(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\varepsilon_s + \varepsilon_{cp} + \varepsilon_k}{C_p} \quad (6.24)$$

Уравнение (6.24) представляет собой уравнение притока в турбулентной атмосфере в общем виде.

Рассмотрим частные случаи его решения.

1. *Адвективный и конвективный притоки тепла.* При изучении непериодических изменений температуры в свободной атмосфере за сравнительно небольшие интервалы времени (до суток) в первом приближении можно пренебречь всеми видами притока тепла к индивидуальной частице, т.е. считать процесс адиабатическим. В этом случае уравнение (6.24) примет вид:

$$\Delta T = - \left(U \frac{\partial T}{\partial x} + g \frac{\partial T}{\partial y} \right) \cdot \Delta t + W(\gamma - \gamma_a) \cdot \Delta t,$$

или $\Delta T = \Delta T_a + \Delta T_k$ (6.25)

где ΔT_a – изменение температуры воздуха в какой-либо точке пространства под влиянием адвекции ВМ за время Δt :

$$\Delta T_a = - \left(U \frac{\Delta T}{\Delta x} + g \frac{\Delta T}{\Delta y} \right) \cdot \Delta t \quad (6.26)$$

Если перенос воздуха осуществляется из области высоких температур в сторону низких температур, то $\Delta T_a > 0$, т.е. наблюдается *адвекция тепла*. При обратном направлении движения происходит *адвекция холода*. Очевидно, что удельный приток тепла (холода) в фиксированной точке пространства будет равен $C_p \cdot \Delta T_a$.

Конвективный приток тепла, как следует из (6.25), равен:

$$\Delta T_k = W(\gamma - \gamma_a) \cdot \Delta t \quad (6.27)$$

В этом случае возможны следующие варианты:

- а) при $W > 0$, $\Delta T_k > 0$, если $\gamma > \gamma_a$, либо $\Delta T_k < 0$, если $\gamma < \gamma_a$.
- б) при $W < 0$, $\Delta T_k > 0$, если $\gamma < \gamma_a$, либо $\Delta T_k < 0$, если $\gamma > \gamma_a$.

Если вертикальное перемещение воздуха происходит в облаке (во влажном насыщенном воздухе), то формула для локального изменения температуры примет вид:

$$\Delta T_x = W(\gamma - \gamma'_a)\Delta t, \quad (6.28)$$

где γ'_a – влажноадиабатический градиент температуры.

Например, восходящие движения больших масс воздуха в циклонах, происходящие при устойчивой по отношению к влажному воздуху стратификации ($\gamma < \gamma'_a$), приводят к охлаждению центральной части этого циклона.

2. *Уравнение теплопроводности атмосферы.* Суточные изменения температуры в пределах пограничного слоя атмосферы обусловлены в основном вертикальным турбулентным притоком тепла:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_T = \frac{\partial}{\partial z} k_z (\gamma_a - \gamma) \quad (6.29)$$

3. *Трансформация воздушной массы.* В перемещении воздушной массы над неоднородной земной поверхностью основную роль играет адвекция и турбулентный обмен. Если процесс установившийся ($\frac{\partial T}{\partial t} = 0$), а ось x направлена вдоль потока ($\vartheta = 0$), то уравнение притока тепла можно записать в виде:

$$U \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6.30)$$

4. Распределение средних значений температуры в атмосфере за отдельные промежутки времени (сезон, год) зависит в основном от потоков тепла, обусловленных турбулентными, фазовыми и лучистыми процессами. Местная, адвективная и конвективная производные за счет большого осреднения по времени становятся пренебрежимо малыми. Уравнение притока тепла примет вид:

$$c_p \left(\frac{\partial}{\partial z} k_x \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} k_y \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \varepsilon_L + \varepsilon_{c_p} = 0, \quad (6.31)$$

где $\varepsilon_L = -\frac{\partial}{\partial z} (U - G - Q)$ (6.32) – лучистый приток тепла.

В этом уравнении U – суммарный поток длинноволновой радиации, направленный от атмосферы вверх, G – суммарный

поток этой радиации, направленный вниз, Q – суммарный поток коротковолновой радиации.

Приток тепла, обусловленный фазовым превращением воды, равен:

$$\varepsilon_{\Phi} = \rho_{cv} \left(\frac{dT}{dt} \right)_{\Phi} = \rho(Lr + L'r'), \quad (6.33)$$

где L и L' – скрытые теплоты парообразования и плавления, r и r' – количество сконденсированной или сублимированной воды.

6.6. Суточные изменения температуры воздуха в пограничном слое атмосферы

Рассмотрим особенности изменения температуры воздуха на уровне наблюдения в психрометрической будке. На этом уровне температура воздуха изменяется под влиянием турбулентного обмена и радиационных процессов, в результате которых тепло от земной поверхности передается воздуху. Часть этого тепла поглощается тонким слоем воздуха, непосредственно прилегающим к земной поверхности. Остальная часть передается в вышележащий элементарный слой, где также происходит его частичное поглощение и т.д. Благодаря этому процессу температура воздуха начинает расти после восхода Солнца сначала на самых нижних уровнях. На более высоких уровнях начало повышения температуры запаздывает тем больше, чем выше расположен элементарный слой воздуха.

В умеренных широтах летом в утренние часы температура воздуха быстро нарастает до 9–10 часов, затем ее рост замедляется. Максимум наступает в 14–15 часов, т.е. через 2–3 часа после полудня. После этого температура понижается сначала медленно, а после 17–18 ч. более быстро. Минимум наблюдается сразу после восхода Солнца. Такой суточный ход температуры воздуха типичен в условиях устойчивой ясной погоды (табл. 6.1).

Над поверхностью воды дневной максимум наступает еще позже, в 16–17 часов, т.е. через 4–5 часов после полудня.

На суточный ход температуры большое влияние оказывают количество и тип облачности, осадки и особенно значительно

Таблица 6.1

Суточный ход температуры воздуха (°С) Арысь, Южный
Казахстан

Высота, м	Время, час											
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
0,05	21,1	17,2	19,2	29,1	35,0	39,0	40,2	38,8	34,2	28,8	26,9	22,0
1,5	22,0	19,0	19,4	27,6	32,1	35,2	37,3	37,3	34,9	29,6	27,4	23,8

адвекция. По этой причине минимум температуры может смещаться на дневные часы, максимум – на ночь. Суточный ход температуры, осредненный за многолетний период, представляет собой кривую, близкую к синусоидальной.

Важной характеристикой суточного хода температуры является ее суточная амплитуда, которая зависит от многих факторов.

Это влияние типа земной поверхности (суша или вода). Суточные амплитуды температуры воздуха над океанами на порядок меньше, чем над сушей. В тропических широтах они составляют всего 1-1,5°С.

На суше суточные амплитуды зависят от типа почвы и ее состояния. В районе пустынь, в том числе и среднеазиатских, они могут в летнее время достигать 20–25°С и даже 30°С. Над густым растительным покровом суточная амплитуда значительно меньше. Незначительна суточная амплитуда и над снежным покровом.

На выпуклых формах рельефа местности суточная амплитуда температуры воздуха уменьшена в сравнении с равнинной местностью, а на вогнутых формах рельефа увеличена (закон Воейкова). Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро сносится с нее, заменяясь новыми массами воздуха. В вогнутых же формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз.

В ясную погоду суточная амплитуда значительно больше, чем в пасмурную (рис. 21). В пасмурную погоду суточная амплитуда уменьшается до 5–6°С летом и до 2–3°С зимой.

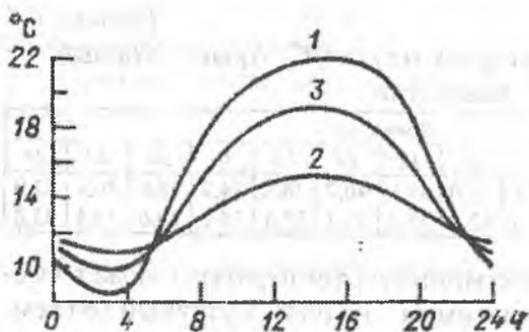


Рис. 21. Суточный ход температуры воздуха в Павловске в зависимости от облачности. 1 – ясные дни, 2 – пасмурные дни, 3 – все дни.

ляет около $1,2^{\circ}\text{C}$, под широтой 60° около 6°C , под широтой 70° только 3°C . В самых высоких

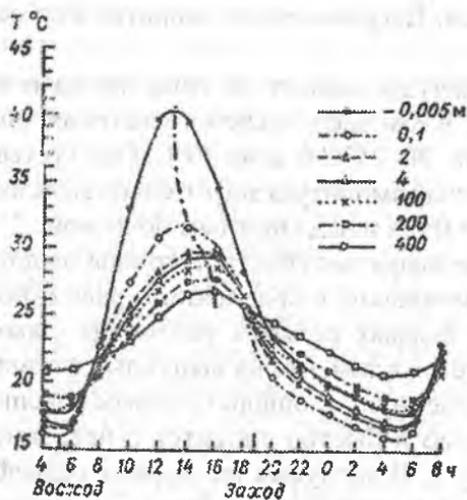


Рис. 22. Суточный ход температуры воздуха на различных высотах, усредненный по шестисуточным сериям наблюдений. О'Нейл (США), август – начало сентября 1953 г.

зимой суточная амплитуда меньше, чем летом, так же как и амплитуда температуры подстилающей поверхности.

С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает. Под широтами $20-30^{\circ}$ на суше средняя за год суточная амплитуда температуры составляет около 12°C , под широтой 60° около 6°C , под широтой 70° только 3°C . В самых высоких широтах зимой регулярного суточного хода температуры нет вовсе.

Суточный ход температуры воздуха хорошо выражен в пределах пограничного слоя атмосферы. Из рисунка 22 видно уменьшение суточной амплитуды с высотой и некоторое смещение максимумов температуры на более поздние часы. На высоте 1 км суточная амплитуда температуры над сушей равна $1-2^{\circ}\text{C}$, на высоте 2,0 км – $0,5-1^{\circ}\text{C}$, а дневной максимум смещается на вечерние часы.

На суточный ход температуры воздуха сильное влияние оказывает адвекция воздушных масс, которая вызывает непериодические изменения температуры воздуха. Особенно значительными похолодания бывают зимой, когда температура в любое время суток может понизиться в континентальных условиях на 10–20°С за время порядка одного часа.

Адвекция теплого воздуха наиболее сильно выражена при вторжении тропических воздушных масс. Летом с этими вторжениями связаны потепления в полярных широтах до 25–30°С, а зимой вынос теплого воздуха из умеренных широт может повысить температуру воздуха в районе Северного полюса до 0°С.

Второй причиной непериодических изменений суточной температуры воздуха является *адиабатический нагрев* воздуха при его нисходящем движении. Это происходит при развитии *фёнов* в горных и предгорных районах земного шара.

Одним из проявлений непериодических изменений температуры являются *заморозки*. Заморозками называют понижения температуры поверхности Земли или воздуха ночью до 0°С и ниже, в то время, когда средние суточные температуры выше нуля.

6.7. Инверсии температуры в атмосфере

Температурная инверсия – это повышение температуры воздуха с высотой. Инверсия температуры характеризуется *мощностью* (Δz), под которой понимается толщина слоя, в котором происходит повышение температуры, и *глубиной* (Δt), т.е. разностью температур между верхней и нижней границами инверсионного слоя. Вертикальный градиент температуры в слое инверсии ($\frac{\Delta z}{\Delta t}$) имеет отрицательное значение.

Выделяют инверсии, образующиеся непосредственно над земной поверхностью – *приземные инверсии*, и инверсии, формирующиеся на некоторой высоте над земной поверхностью – *приподнятые инверсии*.

Приземные инверсии температуры.

Самым распространенным типом этих инверсий являются *радиационные инверсии*. Причиной образования радиационных инверсий является ночное радиационное охлаждение земной поверхности и прилегающих к ней слоев атмосферы.

Мощность радиационных инверсий обычно составляет 200–300 м, а глубина может достигать 10–15°C и более. Над льдами Арктики и Антарктиды приземные радиационные инверсии могут существовать длительное время.

Внутри инверсионного слоя наблюдается сильная термическая устойчивость и вертикальное перемешивание становится крайне слабым. Поэтому в городских условиях они приводят к сильному загрязнению атмосферы.

Разновидностью радиационной инверсии является *орографическая инверсия*, возникающая в вогнутых формах рельефа в ясную погоду.

Адвективная инверсия возникает при натекании теплой воздушной массы на холодную земную поверхность. В этих случаях на верхней границе инверсии могут образовываться слоистые облака, из которых выпадает морось. У поверхности Земли при достаточном влагосодержании могут возникать туманы. Мощность этих инверсий достигает нескольких сотен метров (500–600 м), а глубина сравнительно невелика: 5–6°C.

Разновидностью адвективной инверсии является *снежная*, или *весенняя инверсия*. Она возникает в том случае, когда весной теплый воздух, натекающий на снежный покров, охлаждается непосредственно у земной поверхности. Мощность этой инверсии мала (до сотни метров).

В нижнем 1,5–2 км атмосферы возникают приподнятые инверсии, которые называют *инверсиями оседания* или *инверсиями сжатия*. Они наблюдаются преимущественно в устойчивых антициклонах как над сушей, так и над морем над большими территориями и на протяжении длительных периодов времени. Возникают эти инверсии при нисходящих движениях воздуха и его адиабатическом нагревании при этом. Если опускающийся слой первоначально имел устойчивую стратификацию, то при

опускании она должна быть еще более устойчивой, что может привести к образованию инверсии. Эти инверсии могут быть большими по мощности (до 0,8–1,0 км), но неглубокими ($\Delta t \approx 2-3^\circ\text{C}$). Но иногда они могут сливаться с приземными радиационными инверсиями. В этом случае образуется не только мощный, но и глубокий инверсионный слой ($\Delta t = 15-20^\circ\text{C}$).

Приподнятые инверсии могут образовываться над облачными слоями. При этом большую роль играет нисходящее движение воздуха. Над облачным слоем опускающийся воздух адиабатически нагревается. В самом облаке происходит влажноадиабатическое охлаждение воздуха. Оба процесса могут привести к возникновению инверсии над облачным слоем – *надоблачной инверсии* динамического происхождения.

Динамическая инверсия возникает в зоне максимальных скоростей ветра так называемых струйных течений нижних уровней. При больших скоростях ветра (на оси струи 15 м/с и больше) происходит своеобразное засасывание воздуха из верхних и нижних слоев воздуха. Верхние слои опускаются и сухоадиабатически нагреваются, нижние слои поднимаются и адиабатически охлаждаются. Результатом этих процессов будет появление хорошо выраженной температурной инверсии.

На любой высоте над поверхностью Земли могут наблюдаться *фронтальные инверсии*. Они обнаруживаются при вертикальном пересечении фронтальных зон. Независимо от того холодный или теплый атмосферный фронт пересекается по вертикали, происходит переход от холодного воздуха внизу к более тепловому вверх.

6.8. Распределение температуры в тропосфере и нижней стратосфере

Характерной особенностью вертикального распределения температуры в тропосфере является ее понижение с высотой на всех широтах. Среднее по полушарию значение вертикального градиента температуры составляет $0,65^\circ/100$ м. В зависимости от широты и высоты возможны значительные отклонения от среднего.

В пограничном слое средние вертикальные градиенты к северу от 30° с.ш. в течение всего года меньше, чем в остальной части тропосферы. Зимой и весной севернее 60° с.ш. в этом слое наблюдается, как правило, *инверсионное* распределение температуры. В умеренных широтах средние вертикальные градиенты температуры изменяются от $0,05-0,10^\circ\text{C}/100$ м зимой до $0,44^\circ\text{C}/100$ м летом.

В средней тропосфере умеренных широт градиент изменяется от $0,40$ зимой до $0,55^\circ\text{C}/100$ м летом, в верхней – от $0,60$ до $0,70^\circ\text{C}/100$ м.

В низких широтах вертикальные градиенты в нижней тропосфере больше, чем в умеренных широтах: около $0,50^\circ\text{C}/100$ м во все сезоны года. В средней тропосфере низких широт они составляют $0,50-0,60^\circ\text{C}/100$ м, в верхней – $0,70-0,75^\circ\text{C}/100$ м.

Наиболее высокие температуры (термический экватор) на всех уровнях тропосферы наблюдаются в июле вблизи 20° с.ш., в январе вблизи географического экватора.

Тропопауза испытывает большие колебания в зависимости от широты и времени года (рис. 23).

Наиболее высокая ($16-17$ км) и холодная (от -76° до -82°C) тропопауза наблюдается в экваториальной области. В умеренных широтах тропопауза располагается на высоте $9-10$ км зимой и $11-12$ км летом. На 50° с.ш. температура ее равна примерно -55°C в течение всего года. Наиболее низкая тропопауза ($8-9$ км) отмечается в полярной области. Ее температура равна зимой около -56°C , летом – около -44°C .

Характерной особенностью широтного распределения высоты тропопаузы является наличие разрыва тропопаузы в субтропических широтах ($30-40^\circ$). В экваториальных и тропических широтах высота тропопаузы составляет $16-17$ км и мало меняется с широтой. В умеренных и высоких широтах тропопауза расположена на высоте $8-12$ км, при этом наблюдается медленное понижение тропопаузы в сторону полюсов. Ширина зоны разрыва тропопаузы достигает $2000-2300$ км, а толщина этой зоны $2-3$ км.

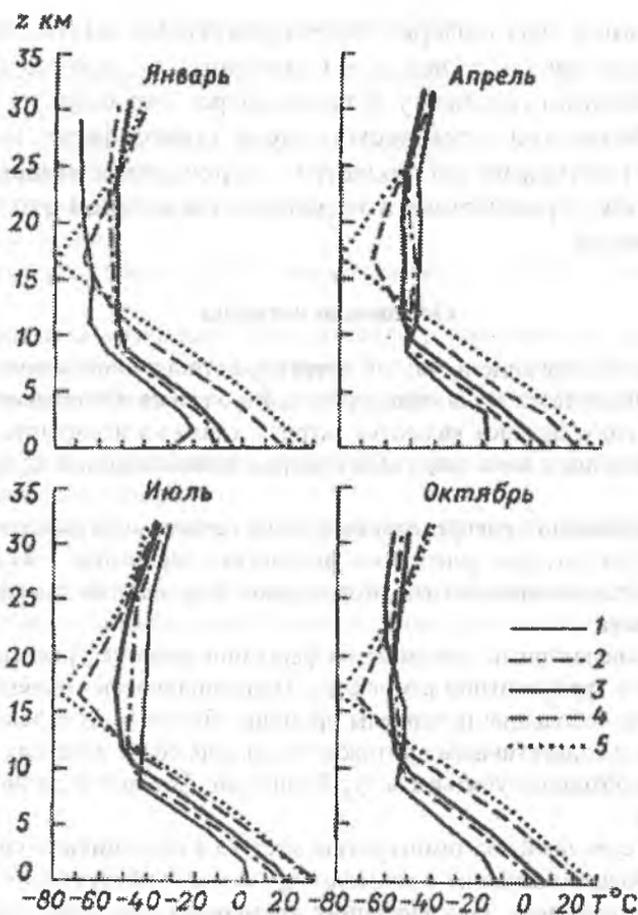


Рис. 23. Распределение средней (за месяц) зональной температуры с высотой.

1 – 80° с.ш., 2 – 60° с.ш., 3 – 50° с.ш., 4 – 30° с.ш., 5 – 10° с.ш.

Как видно из рисунка 23, в широтной зоне между 40° обоих полушарий во все сезоны существует область холода. Она охватывает верхнюю часть тропосферы и нижнюю часть стратосферы. Эта область холода является следствием вертикального турбулентного и конвективного обмена, охватывающего большой слой атмосферы.

В нижней стратосфере летом горизонтальный градиент температуры направлен от *полюсов к экватору*, т.е. противоположен по направлению градиенту в тропосфере. Это одна из важнейших особенностей термического поля стратосферы, которая в северном полушарии наблюдается с апреля по сентябрь. Зимой направление горизонтального градиента в нижней стратосфере не изменяется.

Основные выводы

1. Преобразование лучистой энергии, поглощенное земной поверхностью, описывается уравнением теплового баланса. Основными составляющими этого баланса являются затраты тепла на испарение, нагревание прилегающего слоя воздуха и прогрев нижележащих слоев почвы и воды.

2. Особенности распределения тепла в почве и воде описываются законами Фурье, которые учитывают физические параметры этих сред. Для обоих сред характерны суточный и годовой ход, а также зависимость от широты места.

3. Температурный режим атмосферы описывается уравнением притока тепла в турбулентной атмосфере. Непериодические изменения температуры за небольшие интервалы времени обусловлены в основном адвективным и конвективным притоком тепла. Для более длинных периодов времени необходимо учитывать турбулентный, фазовый и лучистый приток и тепла.

4. На суточный ход температуры воздуха в пограничном слое атмосферы наибольшее влияние оказывают процессы турбулентного и конвективного теплообмена, обусловленные временем суток, года, рельефом и широтой места. Важными объектами вертикального распределения температуры являются приземные и приподнятые инверсии различного происхождения.

5. Закономерности распределения температуры в тропосфере и нижней стратосфере обусловлены различным вкладом в термический режим отдельных составляющих, входящих в уравнение притока тепла, под влиянием которых формируется направление горизонтального градиента температуры в разные сезоны года.

Контрольные вопросы

1. Какие составляющие входят в уравнение теплового баланса земной поверхности?
2. Под влиянием каких факторов формируется температурный режим земной поверхности?
3. Как происходит распространение тепла в почве? В чем заключаются законы Фурье?
4. Что представляет собой конвективный и турбулентный потоки тепла?
5. Выведите уравнение притока тепла в турбулентной атмосфере. Дайте анализ отдельным его слагаемым.
6. Что представляют собой адвективный и конвективный притоки тепла?
7. Какие факторы вызывают суточные изменения температуры воздуха у поверхности Земли?
8. Как и почему изменяется температура воздуха в пограничном слое атмосферы?
9. Какие типы инверсий температуры возникают в атмосфере?
10. Особенности теплового режима тропосферы и стратосферы?

Глава VII. ВОДНЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

Основные понятия

1. Сток – стекание воды атмосферных осадков с определенной территории в реки и затем в океаны или в бессточные озера. Сток различается подземный и поверхностный; последний делится на склоновый и русловой. Сток – одна из составляющих влагооборота.

2. Закон Дальтона – связь между скоростью испарения и дефицитом влажности $w = A(E' - e)$, где E' – упругость насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности, e – упругость пара над испаряющей поверхностью, A – коэффициент пропорциональности.

3. Муссон – достаточно устойчивый перенос воздуха в нижней тропосфере над определенной частью земной поверхности со сменой направления дважды в году.

4. Дисперсная система – физико-химическая система, состоящая не менее чем из двух фаз, причем одна из них, дисперсная фаза, распределена в виде частиц весьма малых размеров в другой фазе – дисперсионной среде.

5. Ячейковая конвекция – особенность конвекции в тонком слое жидкости или газа, имеющем свободную поверхность и нагреваемый снизу: когда разность температур на нижней и верхней поверхности жидкости превысит определенный предел, жидкость разбивается в горизонтальном направлении. В центре каждой из них конвекционное движение направлено вверх, а на периферии – вниз. Постепенно ячейки становятся правильными шестиугольниками. Такого рода характер может иметь и конвекция в атмосферных условиях.

6. Коагуляция – укрупнение элементов (капелек или кристаллов) облаков или тумана вследствие их столкновения и слия-

ния, приводящее в конечном счете к выпадению крупных элементов из облака или тумана в виде осадков.

7.1. Общие сведения о влагообороте на Земле

На земном шаре происходит непрерывный круговорот воды, основными звеньями которого являются испарение, конденсация с образованиями облаков и выпадением осадков и сток. В среднем многолетний круговорот характеризуется следующими данными:

Территория	Материки	Мировой океан	Земной шар
Испарение, мм/год тонн/год	423 $0.63 \cdot 10^{14}$	1423 $5.14 \cdot 10^{14}$	1131 $5.77 \cdot 10^{14}$
Осадки, мм/год тонн/год	689 $1.03 \cdot 10^{14}$	1313 $4.74 \cdot 10^{14}$	1131 $5.77 \cdot 10^{14}$
Сток, мм/год тонн/год	266 $0.4 \cdot 10^{14}$	110 $0.4 \cdot 10^{14}$	

Поверхностный сток рек на материках формируется за счет превышения количества осадков над испарением. Над океанами испарение на 110 мм больше количества осадков. Этот избыток водяного пара переносится воздушными течениями на континенты, где водяной пар конденсируется, образуя облака.

В атмосфере в среднем содержится около $1,29 \cdot 10^{13}$ кг влаги в виде водяного пара и воды. Это эквивалентно 25,5 мм слоя осажженной воды. Так как количество осадков, выпадающих за год, составляет 1131 мм, то нетрудно подсчитать, что водяной пар обновляется в атмосфере примерно 45 раз в год или каждые 8,1 суток. Для сравнения укажем, что в океане возобновление воды происходит 1 раз в 2500 лет.

7.2. Уравнение переноса водяного пара в турбулентной атмосфере

Распространение водяного пара в атмосфере складывается из упорядоченного переноса со средней скоростью и турбулентного обмена.

Турбулентный поток водяного пара пропорционален градиенту его массовой доли:

$$Q_x = -k'_{\pi} \rho_{\pi} \frac{\partial S}{\partial x}; \quad Q_y = -k'_{\pi} \rho_{\pi} \frac{\partial S}{\partial y}; \quad Q_z = -k_{\pi} \rho_{\pi} \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (7.1)$$

где k'_{π} и k – коэффициенты турбулентной диффузии водяного пара, ρ_{π} – плотность водяного пара.

Поток водяного пара представляет собой количество водяного пара, переносимого через единичную площадку, перпендикулярно к ней, в единицу времени ($\text{кг}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$).

На основании уравнения (6.14) можно записать:

$$\rho \varepsilon_{\pi} = -\text{div} \bar{Q} \quad (7.2)$$

Следовательно, турбулентный поток водяного пара (ε_{π}) к единичному объему за единицу времени (1 с) равен:

$$\varepsilon_{\pi} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k'_{\pi} \rho_{\pi} \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k'_{\pi} \rho_{\pi} \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{\pi} \rho_{\pi} \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (7.3)$$

Будем предполагать, что коэффициент турбулентной диффузии водяного пара и коэффициент турбулентности равны ($k'_{\pi} = k$).

Порядок величин, входящих в правую часть (7.3), неодинаков. Так как горизонтальный турбулентный приток на один – два порядка меньше вертикального, то:

$$\varepsilon_{\pi} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_{\pi} \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (7.4)$$

В движущейся индивидуальной частице воздуха изменение массовой доли водяного пара за единицу времени будет характеризовать полная производная $\frac{dS}{(dz)}$. Изменение массы водяного

пара в выделенном объеме составит:

$$\rho \frac{dS}{dz} = \varepsilon_n \text{ или } \rho \frac{dS}{dz} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \rho_n \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (7.5)$$

Выразим полную производную через частные производные по координатам x, y, z, t :

$$\frac{dS}{dt} = \frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + \vartheta \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} \quad (7.6)$$

где U, ϑ, W – составляющие скорости ветра по осям x, y, z .

Подставляем (7.6) в уравнение (7.5) и решаем полученное выражение относительно $\frac{\partial S}{\partial t}$:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = - \left(U \frac{\partial S}{\partial x} + \vartheta \frac{\partial S}{\partial y} \right) - W \frac{\partial S}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial S}{\partial z} \pm \frac{m}{\rho} \quad (7.7)$$

Это уравнение переноса водяного пара в турбулентной атмосфере.

Изменение массовой доли водяного пара в определенной точке пространства обусловлено следующими процессами.

1. Упорядоченный перенос водяного пара в горизонтальном направлении средним потоком – *адвекция водяного пара*. Если воздух переносится из области с высокими значениями S в область с низкими S , то наблюдается увеличение массовой доли пара ($\frac{\partial S}{\partial t} > 0$). Действительно, направим поток вдоль оси x ($U > 0, \vartheta = 0$), тогда $\frac{\partial S}{\partial x} < 0, \frac{\partial S}{\partial t} > 0$. В противоположном случае ($\frac{\partial S}{\partial x} > 0$), массовая доля пара уменьшается под влиянием адвекции ($\frac{\partial S}{\partial t} < 0$).

2. Упорядоченный перенос водяного пара вертикальными движениями – *конвекция водяного пара*. Если доля пара убывает с высотой ($\frac{\partial S}{\partial z} < 0$), что наблюдается в атмосфере наиболее часто, то при восходящих движениях воздуха ($W > 0$), массовая доля на фиксированном уровне увеличивается со временем ($\frac{\partial S}{\partial t} > 0$).

$\left(\frac{\partial S}{\partial \tau} > 0\right)$. В случае нисходящих движений ($W < 0$) она уменьшается $\left(\frac{\partial S}{\partial \tau} < 0\right)$.

Наиболее существенна роль диффузии в вертикальном направлении. За счет турбулентного перемешивания диффузия приводит к выравниванию массовой доли водяного пара по вертикали.

Последнее слагаемое в уравнении (7.7) учитывает отток или приток водяного пара к воздушной частице вследствие фазовых переходов, m в этом уравнении – масса водяного пара (или воды), конденсирующегося (или испаряющегося) в единице объема за единицу времени.

7.3. Испарение в естественных условиях. Испаряемость

Скорость испарения равна высоте слоя воды (в мм), испарившейся в единицу времени (секунда) с единичной поверхности (м^2). Слой воды высотой 1 мм, испарившейся с площади 1 м^2 , соответствует массе воды, равной 1 кг. Согласно закону Дальтона, скорость испарения прямо пропорциональна дефициту влажности, рассматриваемого при температуре испаряющей поверхности, и парциальным давлением водяного пара (e), находящегося в воздухе. Кроме того, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению P . Этот фактор следует учитывать при сравнении условий испарения на разных высотах в горах.

Таким образом, эмпирическую формулу для расчета скорости испарения в общем виде можно записать как:

$$V = k \frac{E' - e}{P} \cdot f(\vartheta), \quad (7.8)$$

где K – коэффициент пропорциональности, зависящий от типа и размеров испаряющей поверхности; $f(\vartheta)$ – функция, учитывающая влияние скорости ветра на скорость испарения.

Влияние размеров водоема на скорость испарения заключается в следующем. Все водоемы принято делить на три группы:

малые (диаметром менее 1 км); ограниченные (диаметром от 1 до 100 км); неограниченные (диаметром более 100 км).

Над большими (неограниченными) водоемами температура и влажность воздуха, а также скорость ветра изменяются по горизонтали и во времени сравнительно медленно. Следовательно, адвективная и конвективная составляющие в уравнении переноса (7.7) становятся мало значимыми, а скорость ветра оказывает незначительное влияние на скорость испарения.

Над малыми водоемами существуют большие горизонтальные различия в температуре и влажности между водоемом и суши. Адвекция более сухого воздуха с поверхности суши увеличивает дефицит влажности и усиливает испарение с поверхности водоема, которое будет зависеть от скорости ветра.

Рассмотрим некоторые расчетные методы для скорости испарения и количества испарившейся воды.

Формула В.В. Шулейкина для расчета скорости испарения:

$$V = CU(E' - e), \quad (7.9)$$

где U – скорость ветра (м/с), C – коэффициент, зависящий от высоты, на которой измеряется давление водяного пара. Если давление водяного пара (в гектопаскалях) измеряется на уровне психрометрической будки, то при измерении скорости ветра на этой же высоте величина C равна $0,34 \cdot 10^{-6}$.

Формула М.И. Будыко для определения скорости испарения (мм/час):

$$V = \frac{(R-P)\Delta e}{\Delta e + 0.64\Delta t}, \quad (7.10)$$

где Δe и Δt – разности давления водяного пара (гПа) и температуры воздуха на высотах 0,5 и 2,0 м, рассчитанные по данным градиентных измерений, $(R-P)$ – разность между радиационным балансом земной поверхности и потоком тепла в глубь почвы или воды.

Формула для расчета испарения с поверхности воды или влажной почвы:

$$V = 0.05U_1 \frac{a_1 - a_2}{\ln \frac{z_2}{z_1}}, \quad (7.11)$$

где a_1 и a_2 — абсолютная влажность воздуха в $г/см^3$, измеренная на высотах z_1 и z_2 ; U_1 — скорость ветра в $см/с$ на высоте 1 м.

Под *испаряемостью* понимают то количество воды, которое испарилось бы с поверхности суши в данной местности при неограниченном запасе влаги в почве. В районах с избыточным увлажнением фактическое испарение близко к испаряемости. В засушливых районах испарение значительно меньше испаряемости.

7.4. Изменение влажности воздуха в атмосфере

Суточный ход давления водяного пара e , абсолютной влажности a и массовой доли водяного пара S лучше всего выражен в многолетних средних значениях, чем в значениях за отдельные дни, также как и суточный ход температуры.

Выделяют *два типа суточного хода* перечисленных выше характеристик влажности воздуха.

Первый тип имеет простой суточный ход. Суточный максимум наступает в дневные часы и совпадает с максимумом температуры воздуха, минимум — перед восходом Солнца. Этот тип связан с местами, где обилие влаги обеспечивает возможность непрерывного испарения (водная поверхность), но в то же время наблюдается слабый вертикальный влагообмен. По этой причине такой суточный ход характерен для обширных водных поверхностей и для континентов в зимнее время года (рис. 24).

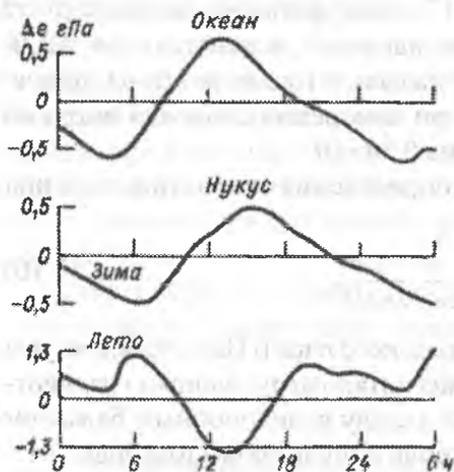


Рис. 24. Суточный ход давления водяного пара в тропическом океане и в пустыне (Нукус) зимой и летом. Δe — отклонения от средних суточных значений.

Второй тип суточного хода наблюдается в теплое время года в глубине ма-

териков, когда давление пара, абсолютная влажность и S имеет четыре экстремума (рис. 24). Первый минимум наступает рано утром, вместе с минимумом температуры. Затем характеристики влажности быстро растут вместе с температурой до 9–10 ч. После этого влажность убывает до 15 ч., когда наступает второй минимум. В сухих и жарких местностях этот дневной минимум является главным. Затем давление пара снова растет до 21–22 ч., когда наступает второй максимум; после этого она снова уменьшается вплоть до утренних часов. Причиной такого суточного хода влажности воздуха являются особенности развития суточного хода конвекции над сушей летом в дневные часы.

На горных станциях суточный ход характеристик влажности *параллелен* ходу температуры: максимум наступает после полудня, когда конвекция наиболее интенсивно переносит водяной пар в верхние слои. Амплитуда на горных станциях уменьшена, и экстремальные значения запаздывают.

Суточный ход относительной влажности зависит от суточного хода фактического давления пара e и от суточного хода давления насыщенного пара E , которая находится в прямой зависимости от суточного хода температуры. Суточный ход относительной влажности с достаточным приближением обратен суточному ходу температуры.

На море средняя суточная амплитуда относительной влажности мала, поскольку мала там и суточная амплитуда температуры. На суше суточная амплитуда больше, чем на море, особенно летом.

В ясные дни суточный ход относительной влажности выражен лучше, чем в облачные, как и суточный ход температуры. Нарушения в суточный ход относительной влажности вносят бризы на берегах морей. При дневном бризе с моря температура понижается, а относительная влажность растет вопреки нормальному суточному ходу. В горных районах суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу температуры. Максимум приходится на дневные часы, когда увеличено облакообразование.

Годовой ход давления пара, абсолютной влажности и его

массовой доли параллелен годовому ходу температуры: летом она больше, зимой меньше. Самый жаркий и самый холодный месяцы года обыкновенно являются и месяцами с наибольшим и наименьшим значением давления пара.

Годовая амплитуда давления пара тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Следовательно, в континентальном климате она больше, чем в морском, еще больше она в муссонных областях, где существует резкая противоположность между сухой зимой и влажным летом. На океанах и в морском климате на суше, особенно в экваториальных областях, годовая амплитуда содержания пара мала. В годовом ходе относительная влажность также обратна ходу температуры.

С высотой давление водяного пара, абсолютная влажность и массовая доля водяного пара убывают. В нижнем приземном 100 м слое распределение указанных величин достаточно хорошо описывается логарифмическим законом.

Убывание влажности с высотой выше приземного слоя атмосферы в отдельных случаях происходит по разному в зависимости от условий перемешивания воздуха и от вертикального распределения температуры. В среднем давление водяного пара убывает с высотой. Вместе с давлением пара так же быстро убывает с высотой и абсолютная влажность воздуха.

Существуют эмпирические формулы, описывающие распределение характеристик влажности по высоте. В частности, это формула Зюринга-Хргиана:

$$e = e_0 \cdot 10^{-\frac{z}{6} - \frac{z^2}{120}}, \quad (7.12)$$

где e_0 – давление водяного пара на уровне земной поверхности, z – высота в километрах.

В нижнем 2,0 км слое сосредоточено всего 55% водяного пара в слое 0–5 км – около 90% и свыше 99% – в тропосфере.

Относительная влажность меняется с высотой менее закономерно, но в общем она с высотой убывает. На уровнях, где происходит облакообразование, относительная влажность повышена. В слоях с температурными инверсиями она уменьшается очень резко вследствие повышения температуры.

ется *сублимацией*. Точка O , в которой сходятся три кривые, называется *тройной точкой*. Ее координаты: $t=0,01^{\circ}\text{C}$ ($273,16\text{ K}$), $E = 6,11\text{ гПа}$. При этих значениях температуры и давления все три фазы находятся в состоянии равновесия.

Оценим влияние изменения температуры на изменение давления насыщения. Предположим, что температура изменялась на одно и то же значение $\Delta T=1^{\circ}\text{C}$, но в различных частях кривой OK ($T > T_0$). Для обоих значений температуры, соответствующие приращениям давления насыщенного пара, будут разными: $\Delta E_2 > \Delta E_1$. Это означает, что при высоких температурах водяного пара конденсируется больше, чем при низких.

Рассмотрим какие-либо три точки A, B, C , расположенные на одной прямой, параллельной оси ординат. Температура всех точек одинакова. В точке A устойчивым является парообразное состояние. Аналогично в точке B устойчивым является жидкое состояние.

При отрицательных температурах ($t < 0^{\circ}\text{C}$) вода может находиться как в кристаллическом (лед), так и в жидком (переохлажденном) состоянии. Сравним давление насыщенного водяного пара над переохлажденной водой и льдом при $t < 0^{\circ}\text{C}$. Ввиду того, что силы сцепления вылетающих молекул водяного пара с молекулами воды меньше их сил сцепления с молекулами льда, *равновесное давление водяного пара над переохлажденной водой больше, чем надо льдом* (при одной и той же температуре).

Если в облаке имеется смесь водяных капель и кристаллов льда, то в нем будет происходить преимущественный рост кристаллов в результате сублимации на них водяного пара.

На давление насыщенного пара действуют и другие факторы. Выделим главные из них.

а. Кривизна испаряющей поверхности. В соответствии с известными законами физики давление насыщения над выпуклой поверхностью больше, чем над плоской, а над вогнутой меньше, чем над плоской, т.е. $E_{\text{вып.}} > E > E_{\text{вог.}}$

В условиях атмосферы выпуклую поверхность имеют капли воды в облаке. Давление насыщения зависит от кривизны капель. Давление насыщения над крупными каплями меньше, чем

над мелкими, т.е. $E_R < E_p$, где $R > r$. Это обстоятельство приводит к тому, что в облаке происходит *переконденсация* мелких капель на крупные.

б. Растворы солей. В реальной атмосфере водяной пар конденсируется на *ядрах конденсации*, среди которых могут быть частицы всевозможных солей и других примесей. Давление насыщения над раствором всегда меньше давления насыщения над чистой водой (при одинаковой температуре). В результате этого возникает разность между фактическим давлением водяного пара и давлением насыщения на поверхности капли, содержащей раствор соли, вследствие чего капля начинает укрупняться. Это приводит к быстрому укрупнению такого рода капель и образованию облака.

в. Наличие на капле электрического заряда того или иного знака приводит к уменьшению равновесного давления водяного пара. Однако это явление существенно лишь в случае очень мелких капель (радиусом порядка 10^{-6} – 10^{-7} см).

Необходимым физическим условием конденсации (сублимации) водяного пара в атмосфере является понижение температуры воздуха ниже точки росы (или инея). Это возможно либо при охлаждении какого-либо объема воздуха при постоянном влагосодержании, либо при увеличении его влагосодержания при постоянной температуре. В реальной атмосфере обычно оба фактора действуют одновременно.

Охлаждение воздушной массы может происходить следующим образом: путем понижения температуры при адиабатическом подъеме воздуха; путем соприкосновений теплого воздуха с холодной земной поверхностью; потери тепла путем излучения и последующим охлаждением приземного слоя атмосферы (образование росы, инея, тумана); путем турбулентного и молекулярного теплообмена двух разнородных по термическим свойствам воздушных масс при их перемешивании.

Увеличение влагосодержания воздушной массы может происходить либо при испарении какого-либо количества водяного пара, либо при горизонтальной адвекции более влажного воздуха в данную местность.

Достаточным условием для конденсационных процессов является наличие в атмосфере *ядер конденсации*. В отсутствие ядер конденсации образование зародышевых капель не происходило бы даже при восьмикратном пересыщении.

В атмосфере, как показали исследования, встречаются *ядра конденсации*, размер которых изменяется в широких пределах – от 10^{-7} до 10^{-3} см. Ядра конденсации делят по размерам на три группы: частицы радиусом от $5 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ см, которые называют *ядрами Айткена*; частицы радиусом от $2 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-4} см, так называемые *крупные ядра*; частицы радиусом больше 10^{-4} см, называемые *гигантскими ядрами конденсации*.

7.6. Туманы. Их классификация

Туманом называется скопление продуктов конденсации (капель, воды, кристаллов льда или тех и других вместе), взвешенных в воздухе непосредственно над земной поверхностью, при котором горизонтальная дальность видимости снижается до 1 км и менее.

При видимости от 1 км и более эта взвешенная в воздухе совокупность капель или кристаллов льда называется *дымкой*.

В зависимости от высоты верхней границы слоя тумана можно условно различать: поземные туманы (при высоте до 2 м); низкие (2–10 м); средние (10–100 м); высокие (более 100 м).

Ухудшение видимости может происходить при запылении или задымлении воздуха. Это явление называется *мглой*.

По физическим условиям образования принята следующая классификация туманов (рис. 27). Туманы делят на два класса: туманы охлаждения и туманы испарения. В зависимости от характера изменения температуры туманы охлаждения подразделяются на радиационные и адвективные, а туманы испарения – на туманы испарения с поверхности воды и туманы испарения капель дождя (фронтальные).

При низких температурах и небольших запасах водяного пара в атмосфере в нее может попадать дополнительная влага, а также промышленные и транспортные выбросы при сгорании



Рис. 27. Схема классификации туманов.

топлива в населенных пунктах. При больших концентрациях в воздухе этих выбросов возникает еще один особый вид тумана — *смог*. Смог может наблюдаться и при сравнительно высокой температуре.

Метеорологические условия образования различных типов туманов.

1. *Адвективные туманы* возникают в теплых ВМ, перемещающихся над более холодной поверхностью.

На суше адвективные туманы наблюдаются чаще всего осенью и зимой, когда существуют особенно значительные различия в температуре между низкими и высокими широтами, а также между сушей и морем. На море они наблюдаются чаще весной и летом.

Адвективные туманы образуются при следующих метеорологических условиях:

- высокая относительная влажность теплой воздушной массы при ее натекании на холодную подстилающую поверхность;
- большая разность температур воздушной массы и земной поверхности;

– слабые или умеренные скорости ветра (2–5 м/с); при более сильном ветре развивается значительный турбулентный обмен, который препятствует образованию тумана;

– увеличение или постоянство массовой доли водяного пара с высотой под влиянием турбулентного обмена количество водяного пара вблизи земной поверхности будет увеличиваться за счет переноса из более высоких слоев;

– умеренная устойчивая стратификация и сравнительно слабый турбулентный обмен; при очень устойчивой стратификации замедляется процесс охлаждения воздуха от земной поверхности и туман образуется только в тонком слое.

2. *Радиационные туманы* различают двух типов: поземные и высокие. *Поземные туманы* наблюдаются только над сушей в ясные и тихие ночи. Они связаны с ночным радиационным выхолаживанием почвы или снежного покрова. Эти туманы возникают в слое приземной инверсии и после восхода Солнца исчезают вместе с ней.

Высокие радиационные туманы могут наблюдаться на суше и на море до высоты нескольких сотен метров в устойчивых антициклонах в холодное время года. Это результат постепенного выхолаживания воздуха в нижних слоях антициклона. Такой туман может сохраняться неделями над большими районами.

3. *Туманы испарения* возникают чаще всего осенью и зимой в холодном воздухе над более теплой водой. Над реками и озерами в глубине материков они появляются вечером или ночью. Туман испарения обычно клубится и быстро рассеивается, так как нагревается снизу от теплой воды.

Туманы перечисленных видов возникают внутри воздушных масс. Однако наблюдаются туманы, связанные с атмосферными фронтами. К ним относится один из видов туманов испарения – *предфронтальный туман*. выпадающие фронтальные осадки увлажняют почву. В результате усиленного испарения, как с почвы, так и с падающих капель дождя, воздух у земной поверхности до стигает насыщения и в нем образуется туман.

В суточном ходе туманы на равнине имеют максимум интенсивности и повторяемости утром. На высоких уровнях в горах

туманы распределяются в течение суток равномерно или имеют слабый максимум в послеполуденные часы.

Важной характеристикой тумана является *абсолютная водность*, под которой понимают массу капель воды и кристаллов льда в граммах, содержащихся, в единичном объеме воздуха – г/м³. Она изменяется в довольно широких пределах: от тысячных долей до 1,5-2 г/м³. Водность тумана возрастает с увеличением его интенсивности (табл. 7.1).

С ростом температуры может увеличиваться водность только туманов охлаждения. Водность туманов испарения, напротив, при повышении температуры воздуха уменьшается. Это связано с тем, что при понижении температуры воздуха увеличивается разность температур между земной поверхностью и каким-либо фиксированным уровнем (например, 2 м), что приводит к усилению турбулентного потока водяного пара.

Таблица 7.1

Водность туманов (г/м³) различной интенсивности

Туман	t°С	Интенсивность тумана		
		слабый	умеренный	сильный
Адвективный	>0	0,02-0,09	0,04-0,18	0,10-0,76
Испарения	<0	0,02-0,04	0,05-0,11	0,08-0,37

Другими количественными показателями тумана являются число и распределение капель по размерам. Экспериментально установлено, что естественные туманы состоят из частиц различного размера, т.е. являются *полидисперсными*. Число капель в 1 см³ изменяется от 0,5 до 93 в адвективных туманах от 50 до 860 в радиационных туманах и от 70 до 500 в туманах испарения средней интенсивности. Размеры элементов тумана также изменяются в широких пределах: от долей микрометра до нескольких десятков (в кристаллах – сотен) микрометров. Преобладающее число капель имеет радиус 2–18 мкм. Размеры кристаллов льда в туманах испарения составляют 3–125 мкм в слабых туманах, 9–355 мкм в умеренных и 9–475 мкм в сильных.

7.7. Облака. Классификация облаков

Облаком называют видимую совокупность взвешенных капель воды и кристаллов льда, находящихся на некоторой высоте над земной поверхностью. С точки зрения физических условий образования между облаками и туманами никаких различий нет. Однако метеорологические условия образования облаков, а также их вертикальная протяженность существенно отличаются по сравнению с туманами.

Облака изменяют тепловой и радиационный режим атмосферы, влияя таким образом на формирование погоды и климата.

По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на три класса: *водяные (капельные) облака*, состоящие только из капель; они могут существовать не только при положительных температурах, но и при отрицательных (-10°C и ниже), в этом случае капли будут находиться в переохлажденном состоянии; *смешанные облака*, состоящие из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов; они могут существовать, как правило, при температурах от -10 до -40°C ; *ледяные (кристаллические) облака*, состоящие только из ледяных кристаллов; они могут существовать, как правило, при температурах ниже -40°C .

Макрофизические характеристики облаков и туманов близки между собой.

Абсолютная водность водяных облаков составляет от 0,01 до 3 г/м^3 , в кристаллических облаках она значительно меньше: сотые и тысячные доли г/м^3 . Размеры облачных капель изменяются в широких пределах – от долей до сотен микрометров. В зависимости от условий образования и стадии развития облако может состоять из капель как сравнительно однородных, так и различных по размерам. При таянии кристаллов и при взаимном слиянии капель в облаках образуются капли радиусом до 100–200 мкм. Более крупные капли выпадают из облака в виде мороси или дождя. Число капель в 1 см^3 изменяется от сотен до единиц. Содержание кристаллов меньше – порядка 0,1 в см^3 .

Принято два подхода к классификации облаков. В основу одного положен внешний вид (форма) облаков и высота их расположения – морфологическая (или международная) классифика-

ция облаков. Другой принцип отражает особенности физических процессов образования облаков – генетическая классификация.

Международная классификация облаков содержит 10 основных форм (родов) облаков по их внешнему виду, которые делят на четыре семейства (яруса). В каждом семействе различают несколько разновидностей облаков.

Общие сведения об облаках даны в таблице 7.2.

Основание облаков верхнего яруса находится в полярных широтах на высотах от 3 до 8 км, в умеренных – от 5 до 13 км, в тропических – от 6 до 18 км. Основание облаков среднего яруса располагается соответственно на высотах – 4 км, 2–7 км и 2–8 км. Нижняя граница облаков нижнего яруса находится на всех широтах практически от земной поверхности до 2 км. Основания облаков вертикального развития обычно находятся в нижнем ярусе, а вершины проникают в средний и даже в верхний ярус.

Дадим краткую характеристику основным формам облаков. Внешний вид основных форм облаков и их разновидностей приведен в «Атлас облаков» (2007).

Таблица 7.2

Морфологическая (международная) классификация облаков

Семейство (ярус)	Форма	Вид	Число разновидностей
А. Верхний ярус	1. Перистый – <i>Cirrus (Ci)</i>	1. Нитевидный (<i>fibratus, Ci fib.</i>)	3
		2. Плотные (<i>spissatus, Ci sp.</i>)	2
	2. Перисто-кучевые -- <i>Cirrocumulus (Cc)</i>	1. Волнистые (<i>undulatus, Cc und.</i>)	1
2. Кучевообразные (<i>cumuliformis, Cc cuf.</i>)		1	
3. Перисто-слоистые – <i>Cirrostratus (Cs)</i>		1. Нитевидные (<i>fibratus, Cs fib.</i>)	-
		2. Туманообразные (<i>nebulosus, Cs neb.</i>)	-
Б. Средний ярус	4. Высоко-кучевые – <i>Alto cumulus (Ac)</i>	1. Волнистые (<i>undulatus, Ac und.</i>) 2. Кучевообразные (<i>cumuliformis, Ac ful.</i>)	4

Семейство (ярус)	Форма	Вид	Число разновидностей
	5. Высоко-слоистые – <i>Altostratus (As)</i>	1. Туманообразные (<i>nebulosus, As neb.</i>)	3
		2. Волнистые (<i>undulatus, As und.</i>)	3
В. Нижний ярус	6. Слоисто-кучевые – <i>Stratocumulus (Sc)</i>	1. Волнистые (<i>undulatus, Sc und.</i>)	3
		2. Кучевообразные (<i>cumuliformis, Sc ful.</i>)	4
	7. Слоистые – <i>Stratus (St)</i>	1. Туманообразные (<i>nebulosus, St neb.</i>) 2. Волнистые (<i>undulatus, St und.</i>) 3. Разорванные (<i>fractus, St fr.</i>)	- - 1
	8. Слоисто-дождевые – <i>Nimbostratus (Ns)</i>	-	-
Г. Облака вертикального развития	9. Кучевые – <i>Cumulus (Cu)</i>	1. Плоские (<i>humilis, Cu hum.</i>)	1
		2. Средние (<i>mediocris, Cu med.</i>) 3. Мощные (<i>congestus, Cu cong.</i>)	- 1
	10. Кучево-дождевые – <i>Cumulonimbus, (Cb)</i>	1. Лысые (<i>calvus, Cb calv.</i>) 2. Волосатые (<i>capillatus, Cb cap.</i>)	1 3

Перистые облака выглядят как отдельные *нити*, гряды или полосы волокнистой структуры.

Перисто-кучевые облака представляют собой гряды или пласты, состоящие из очень мелких хлопьев, шариков, завитков (барашков). Часто они напоминают рябь на поверхности воды или песка.

Перисто-слоистые облака представляют собой тонкую прозрачную белесоватую вуаль, частично или полностью закрывающую небосвод. Иногда они имеют волокнистую структуру.

Высоко-кучевые облака представляют собой облачные пласты или гряды белого или серого цвета (или одновременно обоих). Это достаточно тонкие облака, более или менее затеняющие

Солнце. Пласты (или гряды) состоят из плоских валов, дисков, пластин, часто расположенных рядами.

Высоко-слоистые облака — представляют собой светлый, молочно-серый облачный покров различной плотности, застилающий небосвод целиком или частично. Через менее плотные участки могут просвечивать Солнце и Луна, однако, в виде размытых пятен. Высоко-слоистые облака являются типичными смешанными облаками: наряду с мельчайшими каплями в них содержатся и мелкие снежинки. Такие облака дают слабые осадки, которые в теплое время года, как правило, испаряются по пути к земной поверхности. Зимой из них часто выпадает мелкий снег.

Слоисто-дождевые облака имеют такое же происхождение, как и высоко-слоистые. Однако слой их более мощный (несколько километров). В верхней части они состоят из мельчайших капель и снежинок (схожи с высоко-слоистыми облаками), а в нижней могут содержать также крупные капли и снежинки. Поэтому слой этих облаков имеет темно-серый цвет. Солнце и Луна сквозь него не просвечивают. Из этих облаков, как правило, выпадает обложной дождь или снег, достигающий земной поверхности. Под покровом слоисто-дождевых облаков часто существуют бесформенные скопления низких разорванных облаков, особенно мрачны на фоне слоисто-дождевых.

Слоисто-кучевые облака представляют собой гряды или слои серых или беловатых облаков, почти всегда имеющие более темные участки. Облака эти состоят из таких же элементов, что и высоко-кучевые (из дисков, плит, валов), однако более крупных. Кажущиеся размеры их более 5° . Расположены структурные элементы чаще всего рядами. Слоисто-кучевые облака состоят в основном из мелких однородных капель (при отрицательных температурах — переохлажденных) и не дают осадков.

Слоистые облака — однородный серый слой капельного строения. Из этих облаков может выпасть морось. При достаточно низких отрицательных температурах в облаках появляются и твердые элементы, тогда из них могут выпадать ледяные иглы, мелкий снег, снежные зерна. Солнечный диск, просвечивающий

сквозь облака, имеет четкие очертания. Иногда эти облака имеют вид разорванных клочьев.

Кучевые облака – плотные с резко очерченными контурами отдельные облака, развивающиеся вверх в виде холмов, куполов, башен. Имеют ослепительно белые клубящиеся вершины (похожи на кочаны цветной капусты). Основания облаков сравнительно темные. При большом количестве кучевые облака образуют гряды. Иногда они имеют разорванные края. Кучевые облака состоят только из водяных капель (без кристаллов) и осадков не дают. Однако в тропиках, где водность облака велика, из них вследствие взаимного слияния капель могут выпадать небольшие дожди.

Кучево-дождевые облака образуются в результате дальнейшего развития кучевых облаков. Они представляют собой мощные кучевообразные массы, очень сильно развитые по вертикали в виде гор и башен. Часто простираются от нижнего до верхнего яруса. Закрывая Солнце они сильно уменьшают освещенность. Вершины их приплюснуты, имеют волокнистую перистообразную структуру и нередко характерную форму *наковален*. Кучево-дождевое облако состоит в верхней части из ледяных кристаллов, а в средней – из кристаллов и капель различного размера, вплоть до самых крупных. Они дают осадки ливневого характера. С такими облаками часто связаны грозовые явления, поэтому их называют еще *грозовыми* (а также ливневыми). На их фоне нередко наблюдается *радуга*. Под основаниями этих облаков, так же как и под слоисто-дождевыми, часто наблюдаются скопления разорванных облаков.

Определенную роль в формировании облаков играют вертикальные движения. В зависимости от горизонтальных размеров облачностей, в пределах которых вертикальная скорость сохраняет один и тот же знак, вертикальные движения принято делить на три класса: макромасштабные (пульсационные), мезомасштабные и макромасштабные. С этими классами связано деление облаков по *генетическому принципу*, в соответствии с которым выделяют три основных типа облаков: конвективные облака, волнистообразные облака и облака восходящего скольжения (фронтальные).

Конвективные облака. Основными процессами, приводящими к образованию конвективных облаков, являются *термическая конвекция* и *турбулентный обмен*.

Отдельные перегретые массы воздуха начинают ускоренно сухоадиабатически перемещаться по вертикали вверх и охлаждаться. На определенном уровне начинается конденсация водяного пара. Этот уровень определяют с помощью аэрологической диаграммы и по эмпирической формуле:

$$z_k = 122(t_0 - \tau_0), \quad (7.8)$$

где, z_k – уровень конденсации в метрах, t_0 – температура воздуха у Земли, τ_0 – точка росы.

Выше уровня конденсации подъем влажнонасыщенного воздуха происходит по влажной адиабате до уровня свободной конвекции, практически совпадающего с верхней границей облака (рис. 28). Скорость восходящих движений в конвективном облаке составляет 6–9 м/с, но в отдельных случаях достигает 25–30 м/с и более. Конвективные облака по международной классификации относятся к кучевым и кучево-дождевым облакам.

Волнистообразные облака. В атмосфере часто наблюдаются волновые движения самой различной амплитуды и длины волны. Под влиянием таких движений при определенных условиях могут формироваться волнистообразные облака, которые имеют вид распространенного по горизонтали на десят-

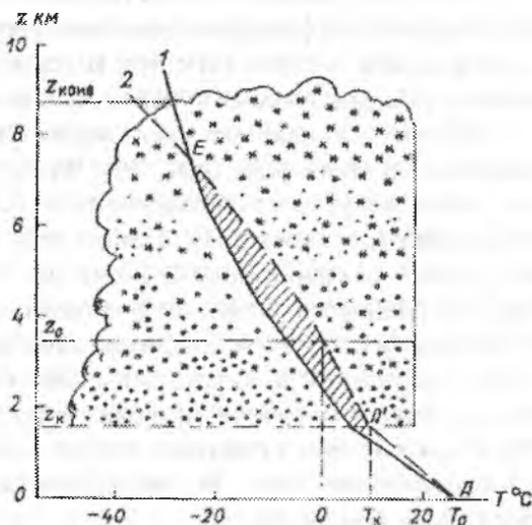


Рис. 28. Схема кучево-дождевого облака.

1 – кривая стратификации, 2 – кривая состояния.

ки и сотни километров слоя, состоящего из валов, плит, гряд и др. Эти облака имеют сравнительно небольшую вертикальную протяженность – в несколько десятков и сотен метров, иногда до 2–3 км и более.

Волновые движения, в которых возникают волнистообразные облака, возникают в следующих случаях: в слоях с инверсионной или сильно устойчивой стратификацией, где формируются гравитационно-сдвиговые волны или волны Кельвина-Гельмгольца; при обтекании устойчиво стратифицированным воздушным потоком горных препятствий; при ячейковой конвекции.

Под инверсионным слоем происходит накапливание водяного пара. В слое инверсии возникают волнообразные движения за счет оседания вышележащего холодного воздуха и компенсирующих восходящих движений под инверсией. В результате этого в гребнях образовавшихся волн при адиабатическом подъеме воздуха водяной пар может достичь состояния насыщения. По международной классификации эти облака относятся к слоистым и слоисто-кучевым.

На подветренной стороне горного хребта при его обтекании устойчиво стратифицированным воздушным потоком образуются специфические волны, в гребнях которых образуются облака типа высоко кучевых (высоко-кучевые чечевицеобразные – *Ac lent*).

Облака восходящего скольжения связаны с фронтальными разделами в атмосфере (рис. 29). Фронт отделяет пологий клин холодного воздуха от лежащего над ним теплого воздуха. При этом развивается восходящее движение теплого воздуха по холодному клину со скоростями от долей до нескольких сантиметров в секунду. Медленный подъем большого массива теплого воздуха по холодному клину приводит к адиабатическому охлаждению этого массива и к конденсации в нем водяного пара. В результате возникает облачная система теплого атмосферного фронта. Облачная система складывается из слоисто-дождевых облаков в нижней тропосфере, высоко-слоистых – в средней, перисто-слоистых – в верхней.

В случае холодного фронта возникает примерно такая же облачная система. Отличие ее состоит в том, что облачная система холодного фронта более узкая.

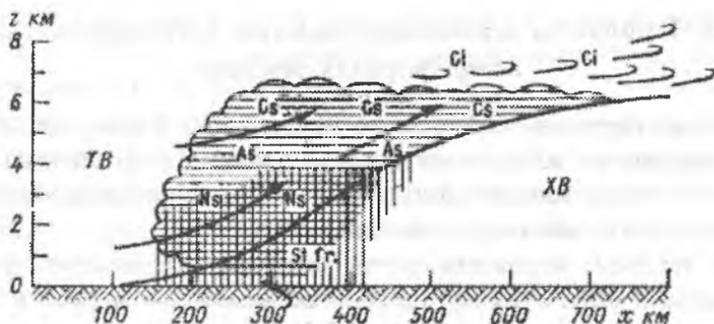


Рис. 29. Схема возникновения облаков восходящего движения.

Степень покрытия небесного свода облаками называют *количеством облаков или облачностью*. Облачность выражается в десятых долях покрытия неба (1–10 баллов). При облаках, полностью закрывающих небо, облачность обозначается числом 10, при совершенно ясном небе – числом 0. При выводе средних величин можно давать и десятые доли единицы. Так, например, 5,7 означает, что облака покрывают 57% небосвода. Принято по отдельности оценивать общее количество облаков (общую облачность) и количество нижних облаков (нижнюю облачность).

Суточный ход облачности сложен и в большой степени зависит от формы облаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака, связанные с выхолаживанием воздуха от земной поверхности и со сравнительно слабым турбулентным переносом водяного пара вверх, имеют максимум ночью и утром. Кучевообразные облака, связанные с неустойчивостью стратификации и хорошо выраженной конвекцией, напротив, возникают преимущественно в дневные часы и исчезают в конце дня. Над морем, где температура подстилающей поверхности почти не имеет суточного хода, облака конвекции также его почти не имеют или слабый максимум приходится на утро. Облака восходящего движения, связанные с фронтами, не имеют выраженного суточного хода.

На высокогорных станциях, особенно летом, минимум наблюдается ночью, когда облака располагаются низко, а максимум – после полудня, при развитии конвекции.

7.8. Процессы осадкообразования. Классификация атмосферных осадков

Атмосферные осадки – это капли воды и кристаллы льда, выпадающие из облаков на земную поверхность. Осадки представляют собой одно из звеньев влагооборота на Земле, являются основным источником увлажнения суши.

В начальной стадии развития облака основную роль в укрупнении облачных зародышевых элементов играет процесс конденсации водяного пара (см. 7.5). Затем начинается процесс переcondенсации водяного пара с мелких капель на более крупные. Особенно быстро начинают расти облачные элементы после того, как в облаке наряду с переохлажденными каплями появляются кристаллы льда. Происходит перегонка водяного пара с переохлажденных капель на кристаллы льда вследствие того, что давление насыщенного пара над переохлажденной водой больше, чем над льдом.

Во второй стадии, после того как капли и кристаллы льда вырастают до размеров 20–60 мкм основную роль начинает играть процесс *слияния (коагуляция)* облачных элементов. Коагуляция облачных элементов обусловлена в основном различной скоростью их падения (*гравитационная коагуляция*). Определенную роль играет коагуляция, связанная с турбулентным и броуновским движением облачных элементов, электростатическими силами и др. Благодаря коагуляции капли и кристаллы вырастают от десятков микрометров до нескольких миллиметров.

Важное значение для укрупнения облачных элементов и образования осадков имеют вертикальные движения. При восходящем движении температура воздуха понижается по адиабатическому закону, что приводит к пересыщению водяного пара и обеспечивает дополнительный конденсационный рост капель до размеров, при которых доминирующую роль начинает играть коагуляция. Капли, поднятые на большую высоту восходящим потоком, при падении проходят значительный путь в облаке. При этом за счет коагуляции капли вырастают до больших размеров.

Количество осадков измеряют толщиной слоя жидкой воды, который образуется после выпадения осадков на горизонтальную

поверхность. Толщину этого слоя измеряют обычно в миллиметрах. Один миллиметр выпавших осадков соответствует массе осадков, равной 1 кг, выпавших на площади 1 м².

Осадки, выпадающие из облаков, классифицируют по структуре и размерам их элементов (*морфологическая классификация*), а также по физическим условиям возникновения (*генетическая классификация*). Кроме этого, осадки подразделяют по их агрегатному состоянию (жидкие и твердые осадки).

По этому признаку различают следующие виды осадков.

Дождь – жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,5–8 мм. Капли более значительных размеров при падении разбиваются на части. В ливневых дождях диаметр капель больше, чем в обложных, особенно в начале дождя. При отрицательных температурах иногда могут выпасть переохлажденные капли. Скорость падения капель дождя достигает 8–10 м/с. Дождь выпадает из слоисто-дождевых (*Ns*) и кучево-дождевых облаков (*Cb*), иногда из высоко-слоистых (*As*).

Морось – жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,05–0,5 мм с очень малой скоростью падения. Они легко переносятся ветром в горизонтальном направлении. Выпадает морось из слоистых (*St*) и слоисто-кучевых (*Sc*) облаков, а также при рассеивании тумана. Интенсивность осадков при мороси не превышает 0,25 мм/час, скорость падения капель в неподвижном воздухе меньше 0,3 м/с.

Снег – твердые осадки, состоящие из сложных ледяных кристаллов (снежинок). Формы их очень разнообразны и зависят от условий образования. Снежинки при падении часто слипаются в крупные хлопья. При температурах, близких к нулю и выше нуля, выпадает мокрый снег. Радиус хлопьев снега колеблется от 0,5 мм до 5 см, наблюдались хлопья радиусом до 15–20 см.

Мокрый снег – это осадки в виде снежинок и капель или тающих снежинок. Мокрый снег образуется тогда, когда вблизи земной поверхности температура близка к 0°С или несколько выше.

Крупа – осадки, состоящие из ледяных или сильно обзерненных снежинок радиусом от долей до 7,5 мм, которые образуются в результате замерзания переохлажденных капель воды

и обзрения снежинок. В зависимости от соотношения между ледяной и снежной частями крупинок этот вид осадков подразделяют на снежные зерна, снежную и ледяную группу.

Ледяные иглы – осадки, состоящие из ледяных кристаллов в виде шестиугольных призм и пластин без разветвлений. Они выпадают зимой при низкой температуре из облаков нижнего или среднего ярусов.

Ледяной дождь – осадки, состоящие из прозрачных ледяных шариков (замерзших в воздухе капель дождя) диаметром 1–3 мм. Это очень редкий вид осадков.

Град – твердые осадки в виде кусочков льда шарообразной формы (градин) диаметром от нескольких миллиметров до 6 см и более. Масса градин в отдельных случаях превышает 300 г. Градины состоят из белого матового ядра и далее из последовательных прозрачных и мутных слоев льда.

Для образования градин необходима большая водность облаков, поэтому град выпадает только в теплое время года при высоких температурах у земной поверхности. Наиболее часто град выпадает в умеренных широтах, а с наибольшей интенсивностью – в тропиках. В полярных широтах град не наблюдается.

По физическим условиям образования (по генетическому признаку) осадки подразделяются на три вида:

– *обложные осадки* – это продолжительные и распространяющиеся на большую площадь осадки средней интенсивности, выпадающие из слоисто-дождевых и высоко-слоистых (*Ns -As*) облаков в виде дождя и снега, иногда мокрого;

– *ливневые осадки* – осадки, выпадающие из кучево-дождевых (*Cb*) облаков в виде дождя, снега, крупы, града. Эти осадки имеют внезапный, но непродолжительный (ливневой) характер, для них характерно резкое изменение интенсивности; выпадение этих осадков часто сопровождается грозами и шквалами;

– *морозящие осадки* – осадки, выпадающие из плотных слоистых и слоисто-кучевых (*St, Sc*) облаков, которые образуются в устойчиво стратифицированных воздушных массах.

Важной характеристикой осадков является их *продолжительность* и *интенсивность*. Под интенсивностью понимают

количество осадков, выпадающих в единицу времени (мм/мин, мм/час, суточный максимум). Наибольшей интенсивностью обладают ливневые осадки. Средние значения интенсивности этих осадков 0,03–0,05 мм/мин. Наименьшая интенсивность у моросящих осадков.

Характеристика ливней исключительной интенсивности в разных районах земного шара приведена в таблице 7.3.

Таблица 7.3

Характеристики ливней исключительной интенсивности

Район	Количество осадков, мм	Продолжительность, мин	Интенсивность, мм/мин
Австралия	650	120	5,42
Германия	126	8	15,75
Швейцария	22	5	4,46
Румыния	205	20	10,20
Южная Африка	356	15	23,73
Южная Калифорния	26	1	26,0
Панама	63	6	12,60
США	31	1	31,00
США	18	1,4	12,50
о. Ямайка	195	15	13,00
США	300	42	7,10
Украина (Карпагы)	-	1	9,50
Туркмения	-	-	2,17

Для определения суточного хода количества осадков выделяются осадки, выпавшие за определенный часовой интервал суток, в процентах от общего суточного их количества. При этом исключаются абсолютные значения осадков, сильно варьирующие от одного места к другому и затрудняющие сравнение.

Суточный ход осадков очень сложен. На суше различают два основных типа суточного хода осадков – *континентальный* и *береговой*. Однако в связи с местными условиями наблюдаются многочисленные отступления от этих типов и их осложнения.

В *континентальном* типе главный максимум осадков отмечается после полудня и слабый вторичный максимум – рано утром; главный минимум отмечается после полуночи и вторич-

ный минимум – перед полуднем. Главный максимум связан с дневным возрастанием конвекции, вторичный – с ночным образованием слоистых облаков. Летом главный максимум выражен резче, чем зимой, что объясняется годовым ходом конвекции. Этот тип суточного хода наиболее характерен для тропиков, так как здесь дневная конвекция развивается сильнее, а повторяемость фронтальных облаков меньше.

В *береговом типе единственный максимум осадков приходится на ночь и утро*, а единственный минимум – на послеполуденные часы. Этот тип суточного хода выражен лучше летом, чем зимой.

Суточный ход повторяемости осадков над сушей совпадает с суточным ходом количества осадков. Интенсивность осадков на суше наименьшая до полудня, наибольшая после полудня и вечером.

7.9. Наземные гидрометеоры

Конденсация и сублимация водяного пара может происходить непосредственно на земной поверхности или наземных предметах, если температура воздуха, соприкасающегося с земной поверхностью (почвой, растениями, предметами), оказывается ниже точки росы (инея). В этом случае образуются *наземные гидрометеоры*. В зависимости от температуры земной поверхности образуются жидкие и твердые гидрометеоры.

К жидким гидрометеорам относятся роса и жидкий налет.

Роса. Росой называются мельчайшие капли воды, образовавшиеся в процессе конденсации на земной поверхности, особенно на траве, а также на горизонтальных поверхностях предметов. Основной причиной образования росы служит потеря тепла земной поверхностью под влиянием излучения в ночное время суток. Необходимым условием возникновения росы является ясная и тихая погода, при которой ночное излучение особенно велико.

В умеренных широтах при росе за ночь может выпасть слой осадков толщиной 0,05–0,15 мм, а за год может выпасть до 10–

50 мм осадков. В пустынях Средней Азии в течение года выпадает до 30–40 мм осадков.

Жидкий налет — это пленка воды, возникающая на холодных, преимущественно вертикальных, поверхностях в пасмурную и ветреную погоду при адвекции сравнительно теплого и влажного воздуха после холодной погоды.

К твердым гидрометеорам относятся иней, твердый налет, изморозь, гололед и обледенение.

Иней называют ледяные кристаллы различной формы, длиной порядка нескольких миллиметров, возникающие на траве, почве и различных горизонтальных поверхностях при таких же условиях, как и роса, но только при отрицательных температурах подстилающей поверхности. Водяной пар из воздуха, непосредственно соприкасающегося с холодной поверхностью, сублимируется на ней в виде кристаллов. Иней возникает и на поверхности снежного покрова.

Твердый налет возникает на вертикальных поверхностях, особенно каменных (стены, цоколи зданий), с наветренной стороны при таких же условиях, как жидкий налет, но при температурах ниже нуля,

Изморозью называют рыхлые белые кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, на хвое, проводах, проволочных изгородях и других тонких предметах. Эти кристаллы образуют длинные, легко осыпающиеся нити. Изморозь нарастает при значительных морозах и, как правило, при тумане. Переохлажденные капли тумана, замерзшие при соприкосновении с предметами, дают начало дальнейшему образованию кристаллов. Нарастание изморози происходит преимущественно с наветренной стороны предметов.

Гололед — это образование слоя плотного льда на земной поверхности и на предметах в результате замерзания капель переохлажденного дождя, мороси или обильного тумана. Гололед, таким образом, не выделяется из воздуха путем непосредственной сублимации на наземных предметах, как рассмотренные выше виды твердых гидрометеоров. Для его образования необходимо выпадение переохлажденных капель, возникших в атмосфере. Гололед

возникает при не слишком низких отрицательных температурах (от 0 до -15°C). Осадки при этом выпадают в виде переохлажденных капель, но при соприкосновении с земной поверхностью или предметами замерзают, покрывая их ледяным слоем.

Различают гололед *прозрачный* и *мутный* (матовый). Последний возникает при более мелких каплях (мороси) и при более низких температурах. Корка намерзшего льда может достигать толщины нескольких сантиметров и вызывать поломку сучьев и обрыв проводов. При гололеде на 1 м провода может оседать от 10 г до 1 кг льда.

Обледенение – явление родственное гололеду. Это процесс осаждение и замерзания переохлажденных капель облаков, туманов и осадков на различных частях самолетов и других летательных аппаратов, а также наземных и водных видов транспорта (автомобили, суда, поезда и др.)

Основные выводы

1. Закономерности распределения водяного пара в атмосфере описываются уравнением переноса водяного пара в атмосфере – одного из основных уравнений физики атмосферы. Суточный и годовой ход различных характеристик влажности воздуха, ее распределение по вертикали зависят в основном от вклада адвективной и конвективной составляющих этого уравнения.

2. Основным источником поступления водяного пара в атмосферу является испарение в естественных условиях, общие закономерности которого описываются уравнением Дальтона. На основе этого уравнения, а также уравнения теплового баланса получены формулы для расчета испарения.

3. Водяной пар в атмосфере находится в состоянии при температуре и давлении ниже критических. Вследствие этого в атмосфере возможны процессы конденсации и сублимации, результатом которых являются образование туманов и облаков. Необходимым условием конденсации (сублимации) водяного пара является его охлаждение ниже температуры точки росы (иней). Достаточным условием для этого процесса является наличие в атмосфере ядер конденсации.

4. Основные классификации облаков построены на морфологических и генетических признаках их образования. В основу морфологической

(международной) классификации положен принцип внешнего вида облаков и высоты их расположения. Физические условия образования облаков использованы в генетической классификации.

5. Первоначальным условием образования осадков является процесс переконденсации мелких облачных элементов на более крупные. Во второй стадии укрупнения капель воды и кристаллов льда в облаке основную роль играет процесс коагуляции (гравитационной, броуновской и др.).

6. Определенную роль в накоплении осадков играют наземные гидрометеоры (роса, иней, изморозь, гололед и др.).

Контрольные вопросы

1. Приведите общие данные о влагообороте на Земле.
2. Выведите и проанализируйте уравнение переноса водяного пара в турбулентной атмосфере.
3. От каких факторов зависит испарение в естественных условиях? Что такое испаряемость?
4. Какие типы суточного изменения влажности воздуха наблюдаются вблизи поверхности Земли?
5. Как изменяется влажность воздуха в годовом ходе и с высотой?
6. От каких факторов зависит конденсация и сублимация водяного пара в атмосфере?
7. Охарактеризуйте необходимые и достаточные физические условия конденсации водяного пара в атмосфере.
8. Дайте классификацию туманов.
9. Какие метеорологические условия благоприятны для образования адвективных, радиационных туманов и туманов испарения?
10. Какими физическими величинами характеризуют туманы и облака?
11. Что представляют собой морфологическая и генетическая классификация облаков?
12. Как измеряется количество облаков? Каков их суточный ход?
13. Какие физические причины лежат в основе процессов осадкообразования?
14. Дайте классификацию осадков.
15. Каковы особенности годового хода осадков? Что такое интенсивность осадков?
16. Что относят к наземным гидрометеорам? При каких условиях они образуются?

Глава VIII. ОСНОВЫ ДИНАМИКИ АТМОСФЕРЫ

Основные понятия

1. Законы движения Ньютона – 1. Всякое тело продолжает удерживаться в состоянии покоя или равномерного и прямолинейного движения, пока и поскольку оно не вынуждается приложенными силами изменять это состояние. 2. Изменение импульса тела пропорционально движущей силе и происходит по направлению той прямой, по которой эта сила действует. 3. Действию всегда есть равное и противоположное противодействие; иначе – взаимодействия двух тел друг друга равны между собой и направлены в противоположные стороны.

2. Шероховатость – характеристика неровностей подстилающей поверхности, влияющих на движение воздуха в приземном слое, иначе называется **параметром шероховатости или уровнем шероховатости z_0** . Шероховатость имеет размерность длины, зависит от характера шероховатой поверхности и в общем тем больше, чем больше средняя высота неровностей. На уровне шероховатости средняя скорость ветра обращается в нуль; ниже этого уровня имеют место только турбулентные пульсации.

3. Спираль Экмана – математическое представление распределения ветра с высотой в пограничном слое атмосферы при допущении, что коэффициент турбулентности в этом слое не меняется с высотой, движение горизонтальное и установившееся, изобары прямолинейны и параллельны и геострофический ветер не меняется с высотой. Кривая (годограф), представляющая собой геометрическое место концов векторов, проведенных из одной точки (из начала координат) и изображающих горизонтальные скорости ветра на различных высотах в слое трения, является логарифмической спиралью.

4. Высота обращения – высота, на которой направление ветра

меняется на противоположное или близкое к противоположному вследствие, например, соответствующего изменения общего горизонтального барического градиента под влиянием распределения температуры в крупном масштабе или перехода от бриза или горного ветра к вышележащему встречному потоку и т.д.

5. Смерч (торнадо) – сильный вихрь, с приблизительно вертикальной, но часто изогнутой осью, диаметром в несколько десятков метров. Давление воздуха в смерчи понижено. Смерч имеет вид темного облачного столба; часто он опускается в виде воронки из низкого основания кучево-дождевого облака, навстречу которой с поверхности земли может подниматься другая воронка из брызг и пыли, соединяющаяся с первой. Наиболее узкая часть столба – в середине. Над сушей применяется синоним тромб или торнадо.

8.1. Основные силы, действующие в атмосфере

Атмосфера находится в состоянии непрерывного движения. Непосредственной причиной этого движения является неравномерность распределения давления, обусловленная процессами теплообмена. Рассмотрим силы, под влиянием которых совершаются атмосферные движения.

Силы, действующие в атмосфере, подразделяются на массовые (объемные) и поверхностные. К первым относятся силы, действующие на каждый элемент массы (или объема) независимо от того, существуют ли рядом с воздушной частицей другие воздушные частицы. К этим силам относятся *сила тяжести* и инерционные силы: отклоняющая сила вращения Земли (*кориолисова сила*) и *центробежная сила*.

Поверхностные силы – это силы взаимодействия некоторой массы (объема) воздуха с окружающей средой. Эти силы приложены к поверхностным частицам выделенного объема. К ним относятся *силы барического градиента* и *силы вязкого трения*.

Сила тяжести (g) представляет собой разность нормальных составляющих силы притяжения к центру земли \vec{F} и центробежной силы \vec{C} , направленной по радиусу-вектору вращения, (рис. 30.), т.е.

$$P = \rho g = F_n - C_n(8.1)$$

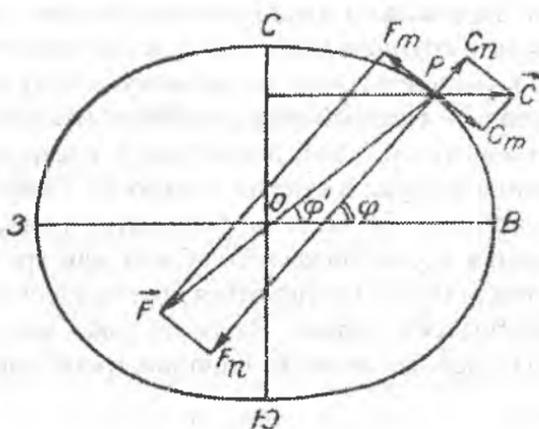


Рис. 30. К определению силы тяжести.

Воспользовавшись обозначениями рисунка 30, легко получим:

$$g = G \frac{M}{R^2} - \omega^2 R \cos^2 \varphi, \quad (8.2)$$

где $G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ – гравитационная постоянная, M – масса Земли, R – средний радиус Земли, $\omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – угловая скорость вращения Земли, φ – географическая широта.

Отклоняющая сила вращения Земли (кориолисова сила). Это инерционная сила, обусловленная суточным вращением Земли с угловой скоростью ω . Она проявляется только в том случае, когда воздушная частица движется со скоростью \vec{c} по отношению к земной поверхности. В общем случае кориолисова сила, действующая на единичный объем (м^3) воздуха, равна:

$$\vec{K} = 2\rho(\vec{c} * \vec{\omega}), \quad (8.3)$$

где ρ – плотность воздуха; вектор $\vec{\omega}$ направлен вдоль оси вращения Земли по направлению к северному полюсу.

Проекции кориолисовой силы на оси x , y , z равны:

$$\begin{aligned}
 K_x &= 2\rho(\omega_z \vartheta - \omega_y w), \\
 K_y &= 2\rho(\omega_x w - \omega_z U), \\
 K_z &= 2\rho(\omega_y U - \omega_x \vartheta),
 \end{aligned}
 \tag{8.4}$$

где U , ϑ , w – проекция вектора скорости \vec{C} ; ω_x , ω_y , ω_z – проекции вектора $\vec{\omega}$ на оси x , y , z соответственно.

Оценка слагаемых, входящих в (8.4) показывает, что $K_z \ll K_x$; $K_z < K_y$, w на 2–3 порядка меньше U и ϑ .

Тогда, можно записать:

$$K_x = 2\rho\omega_z \cdot \vartheta, \quad K_y = -2\rho\omega_z \cdot U. \tag{8.5}$$

Горизонтальная составляющая кориолисовой силы равна:

$$K_S = \sqrt{K_x^2 + K_y^2} = 2\rho\omega_z c, \tag{8.6}$$

где $\omega_z = \omega \sin \varphi$ – вертикальная проекция угловой скорости вращения Земли, $c = \sqrt{U^2 + \vartheta^2}$.

Определим направление действия кориолисовой силы по отношению к направлению движения воздушной частицы. Примем положительное направление оси x с запада на восток, а оси y – с юга на север. Тогда $U > 0$ при направлении ветра с запада на восток, $\vartheta > 0$ – с юга на север. При восточном ветре $U < 0$, при северном – $\vartheta < 0$. Соответствующий знак будет иметь и проекция кориолисовой силы на оси x и y . Далее в северном полушарии $\omega_z > 0$, в южном $\omega_z < 0$.

Если ось x направить по направлению скорости ветра, то получим $U > 0$, $\vartheta = 0$, $K_x = 0$, $K_y < 0$. Таким образом, в северном полушарии кориолисова сила отклоняет движущуюся воздушную частицу вправо от направления ее движения. Соответственно в южном полушарии воздушная частица будет отклоняться влево.

Сила барического градиента – это сила, возникающая в результате неравномерного распределения давления. Изобарические поверхности наклонены под некоторым углом к уровненным поверхностям (рис. 31).

Как видно из рисунка, результирующая всех сил давления, действующих на объем ABCD, по абсолютной величине равна

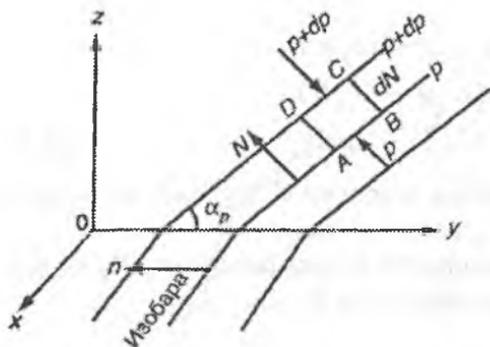


Рис. 31. К введению понятия результирующей силы давления

$P - (P + dP) = -dP$. По направлению она совпадает с положительным направлением нормали к изобарической поверхности.

Очевидно, что модуль результирующей сил давления, действующих на 1 м^3 воздуха равен:

$$-\frac{dP}{dN} = G \quad (8.7)$$

где dN – расстояние между изобарическими поверхностями.

Проекция градиента давления \vec{G} на оси x , y , z будет

$$-\frac{\partial P}{\partial x}, -\frac{\partial P}{\partial y}, -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (8.8)$$

Горизонтальная составляющая градиента давления (барический градиент), равная:

$$G_2 = -\frac{\partial P}{\partial n} \quad (8.9)$$

является той силой, под действием которой возникает горизонтальное движение воздуха (ветер).

Силы вязкого трения. Эти силы возникают тогда, когда различные объемы движущегося воздуха имеют разную скорость.

Так как в атмосфере вертикальный градиент скорости ветра значительно больше горизонтального, то наибольшее значение имеют силы, связанные с изменением скорости ветра с высотой.

Выясним физический смысл вязкого трения с точки зрения молекулярно-кинетической теории.

Предположим, что на уровнях z и $z + dz$ скорости ветра соответственно равны \vec{C} и $\vec{C} + d\vec{C}$. В результате хаотического движения молекулы воздуха переходят с одного уровня на другой, перенося при этом свой импульс. Таким образом, со стороны

нижнего уровня появляется сила, тормозящая движение молекул на верхнем уровне. Напротив, молекулы верхнего уровня стремятся ускорить движение молекул нижнего уровня. Возникает пара сил, которая будучи приложенной к единице поверхности, называется *напряжением молекулярного трения* ($\vec{\tau}_m$). Очевидно, что напряжение трения пропорционально вертикальному градиенту скорости ветра:

$$\vec{\tau}_m = \eta \frac{\partial \vec{c}}{\partial z}, \quad (8.10)$$

где η – динамический коэффициент вязкости, измеряемый в кг/м·с.

Иногда вводят величину *кинематического коэффициента вязкости*, который равен отношению $\nu = \frac{\eta}{\rho}$ (ρ – плотность воздуха).

В случае турбулентного движения, обмен импульсом происходит между большими по объему массами воздуха. Для этого движения *напряжение турбулентного трения*, по аналогии с молекулярным трением, можно записать в виде:

$$\vec{\tau}_T = A \frac{\partial \vec{c}}{\partial z} = \rho k \frac{\partial \vec{c}}{\partial z} \quad (8.11)$$

где $\frac{\partial \vec{c}}{\partial z}$ – градиент средней скорости воздушного потока между двумя уровнями; A – коэффициент турбулентной вязкости, k – коэффициент турбулентности.

В общем случае напряжение трения представляет собой сумму напряжений молекулярного и турбулентного трения:

$$\vec{\tau} = (\eta + A) \frac{\partial \vec{c}}{\partial z} \quad (8.12)$$

Сила вязкого трения, действующая на единичный объем воздуха, равна:

$$\vec{R} = \frac{\partial}{\partial z} (\eta + A) \frac{\partial \vec{c}}{\partial z} \quad (8.13)$$

Проекция этой силы на оси x , y , z соответственно равны:

$$\begin{aligned}
 R_x &= \frac{\partial}{\partial z} (\eta + A) \frac{\partial u}{\partial z} \\
 R_y &= \frac{\partial}{\partial z} (\eta + A) \frac{\partial v}{\partial z} \\
 R_z &= \frac{\partial}{\partial z} (\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{8.14}$$

Количественные оценки показывают, что влияние шероховатости земной поверхности распространяется в атмосфере до высоты от нескольких сотен метров до 1 – 1,5 км.

В свободной атмосфере роль трения мала по сравнению с другими силами. Однако там, где градиент скорости ветра велик, роль трения следует учитывать. Это относится к таким атмосферным объектам, как фронтальные зоны, струйные течения и др.

Центробежная сила возникает в том случае, когда движение воздушной частицы происходит вдоль криволинейной траектории. Она определяется по формуле:

$$\vec{Z} = \rho \frac{c^2}{r},
 \tag{8.15}$$

где r – радиус кривизны траектории, c – скорость ветра.

8.2. Уравнения движения турбулентной атмосферы

Согласно второму закону Ньютона, произведение массы тела на его ускорение равно геометрической сумме сил, действующих на это тело, т.е.

$$\rho \frac{\partial \vec{n}}{\partial t} = \vec{G} + \vec{K} + \vec{P} + \vec{R}
 \tag{8.16}$$

Это уравнение является *уравнением движения атмосферы в векторной форме*.

Используя проекции сил на оси x , y , z получим соответственно *систему уравнений движения атмосферы в координатной форме*:

$$\rho \frac{du}{dt} = -\frac{\partial P}{\partial x} + 2\rho(\omega_z v - \omega_y w) + \frac{\partial}{\partial z} (\eta + A) \frac{\partial U}{\partial z}$$

$$\rho \frac{d\vartheta}{dt} = -\frac{\partial P}{\partial y} + 2\rho(\omega_x w - \omega_z u) + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \quad (8.17)$$

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial P}{\partial z} + 2\rho(\omega_y u - \omega_x \vartheta) + \frac{\partial}{\partial z}(\eta + A) \frac{\partial w}{\partial z}$$

Упростим систему (8.17), принимая во внимание следующие соображения: вертикальная составляющая скорости (w) мала по сравнению с горизонтальными (u и ϑ); в третьем уравнении движения порядок величины ее членов позволяет свести его к уравнению статики; разделив левые и правые части уравнений на ρ , получим в левых частях проекции ускорения; а также заменим η и A через v и k .

С учетом выполненных упрощений, получим систему уравнений движения атмосферы в виде:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + 2\omega_z \vartheta + \frac{\partial}{\partial z}(v+k) \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{d\vartheta}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - 2\omega_x u + \frac{\partial}{\partial z}(v+k) \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \\ -\frac{dP}{dz} &= \rho g \end{aligned} \quad (8.18)$$

Воздух, как идеальный газ, удовлетворяет условию сплошности среды. Физически это означает неуничтожаемость массы газа (или жидкости). Для сплошных сред справедливо *уравнение неразрывности*.

Поток массы воздуха через единичную площадку, перпендикулярно к потоку, в единицу времени, равен произведению плотности воздуха на скорость потока. Проекция этого потока на оси x , y , z равны ρu , $\rho \vartheta$, ρw .

Приток массы к единичному объему за единицу времени равен дивергенции потока массы (взятой с обратным знаком), т.е.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho \vartheta)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (8.19)$$

Это *уравнение неразрывности, или сплошности среды*.

Выполнив дифференцирование произведений ρu , ρv , ρw и воспользовавшись выражением для полной производной от плотности по времени

$$\frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial\rho}{\partial t} + u \frac{\partial\rho}{\partial x} + v \frac{\partial\rho}{\partial y} + w \frac{\partial\rho}{\partial z},$$

получим уравнение неразрывности в виде:

$$\frac{d\rho}{dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

или

$$\frac{d\rho}{dt} + \text{div} \vec{v} = 0 \quad (8.20)$$

Уравнения движения атмосферы (8.18), уравнение неразрывности (8.19), а также уравнение притока тепла и переноса влаги вместе с уравнением состояния влажного воздуха представляют собой *систему основных уравнений*.

В общем случае система уравнений метеорологии исключительно сложна как с точки зрения ее решения, так и с точки зрения физического содержания отдельных членов этой системы. Так как уравнения метеорологии являются дифференциальными уравнениями в частных производных, то для их решения необходимо задавать начальные и граничные условия. Их вид зависит от физического содержания изучаемого процесса или явления.

8.3. Линии тока и траектории

При изучении поля воздушных течений большой наглядностью обладает графическое представление этого поля, с помощью так называемых линий тока. *Линии тока* – это такие линии, касательные к которым совпадают с направлением движения в данный момент времени. Если u , v , w – проекции скорости в системе прямоугольных координат, то дифференциальное уравнение линий тока можно записать в виде:

$$\frac{dx}{u} = \frac{dy}{v} = \frac{dz}{w} \quad (8.21)$$

Чем больше скорость в данном месте, тем гуще линии тока. Наряду с линиями тока можно графически представлять *траектории частиц*, которые определяют изменение со временем положения отдельных частиц.

Если движение установившееся, т.е. составляющие скорости не зависят от времени, то уравнения линий тока и траекторий становятся полностью тождественными. Другими словами, линии тока и траектории совпадают. При неустановившемся движении траектории и линии тока могут существенно различаться.

Часто для графического представления поля скорости пользуются *изотахами* – линиями одинаковых скоростей ветра, и *изогонами* – линиями одинаковых направлений ветра. Особый интерес представляет графическое представление таких атмосферных движений, которые характеризуются наличием сходимости или расходимости линий тока.

Сходимость линий тока в некоторой точке наблюдается в области низкого давления у поверхности Земли. В области повышенного давления, напротив, происходит расходимость линий тока от некоторого центра (рис. 32). Сходимость или расходимость линий тока может происходить вдоль некоторых линий при наличии двух воздушных течений.

Явления сходимости или расходимости возникают при движении воздушных потоков в пересеченной местности, где они под влиянием рельефа суживаются или расширяются. При этом может изменяться скорость ветра.

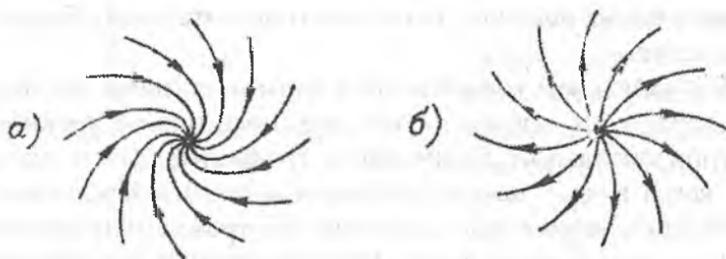


Рис. 32. Точки сходимости и расходимости в циклоне (а) и антициклоне (б)

8.4. Геострофический ветер. Барический закон ветра

Если бы на воздушную частицу действовала только сила горизонтального барического градиента, то в соответствии со вторым законом Ньютона, ее движение было бы равноускоренным. Определим порядок этого ускорения, которое численно равно величине силы горизонтального барического градиента, отнесенной к единичной массе $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$. Плотность воздуха при нормальных атмосферных условиях ($P_0=1000$ гПа, $T_0=273$ К) равна $1,273$ кг/м³. Горизонтальный барический градиент примем равным 1 гПа/100 км. Тогда, подставив численные выражения ρ и $\frac{\partial p}{\partial n}$ в выражение $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$, получим, что ускорение будет примерно равно 10^{-3} м/с².

Как только воздушная частица начинает перемещаться в сторону низкого давления, сейчас же появляется кориолисова сила, направленная по нормали к скорости вправо (в северном полушарии). Возникающее при этом ускорение единичной массы равно $2\omega \sin \varphi \cdot v$, где ω – угловая скорость суточного вращения Земли, φ – широта места, v – скорость движения воздушной частицы (ветер). Определим порядок этого ускорения на широте 30° ($\sin 30^\circ=0,5$) при скорости ветра $v=10$ м/с. Так как угловая скорость движения Земли $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹, то получим, что величина кориолисова ускорения будет составлять около $0,75 \cdot 10^{-3}$ м/с², т.е. она имеет тот же порядок, что и сила горизонтального барического градиента.

Под действием кориолисовой силы воздушная частица будет поворачивать вправо до тех пор, пока она не уравновесит силу горизонтального барического градиента. Это происходит тогда, когда воздух начнет двигаться вдоль изобар. Такое прямолинейное равномерное движение без трения называется *геострофическим ветром* (рис. 33). Скорость геострофического ветра можно определить из условия равновесия действующих на частицу сил:

$$\vec{G} = \vec{K} \quad \text{или} \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega C_g \sin \varphi \quad (8.22)$$

Из (8.22) получим:

$$C_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \cdot \frac{\partial P}{\partial n} \quad (8.23)$$

или:

$$C_g = -\frac{1}{l\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial n}, \quad (8.24)$$

где $l = 2\omega \sin \varphi$ называется параметром Кориолиса.

Из предыдущих рассуждений следует, что скорость геострофического ветра по направлению совпадает с изобарами. При этом *низкое давление*, если встать лицом по направлению ветра, остается *слева в северном полушарии, справа – в южном полушарии*. Это утверждение носит название *барического закона ветра*.

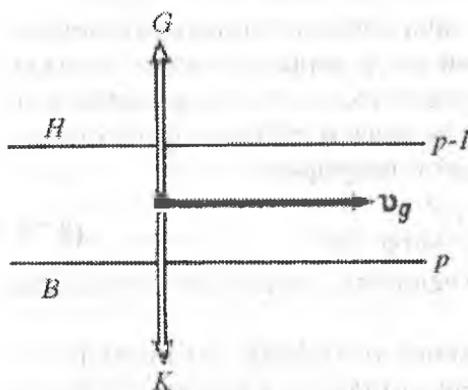


Рис. 33. К определению геострофического ветра.

p и $p-l$ – изобары, H – область низкого атмосферного давления, B – область высокого атмосферного давления, G – сила горизонтального барического градиента, K – кориолисова сила, C_g – скорость геострофического ветра.

Определим порядок величины геострофического ветра. Для этого в формулу (8.24) подставим численные значения входящих в нее величин. При барическом градиенте на широте 55° , равном $1 \text{ гПа}/100 \text{ км}$, получим $C_g = 5,8 \text{ м/с}$.

Выражения для проекции скорости геострофического ветра (U_g, ϑ_g) можно получить из уравнения (8.18), принимая, что $\frac{dU}{dt} = \frac{d\vartheta}{dt} = 0$ (движение равномерное и пренебрегая силой вязкости):

$$U_g = -\frac{1}{\rho l} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}, \quad g_g = \frac{1}{\rho l} \cdot \frac{\partial P}{\partial x} \quad (8.25)$$

Если принять расстояние между соседними изобарами, которые проводят на синоптических картах через 5 гПа, через Δn , то формула для модуля скорости геострофического ветра примет вид:

$$C_g = \frac{a}{\sin \varphi} \cdot \Delta n \quad (8.26)$$

где $a = 3.42 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$.

Введем в формулы (8.25) вместо давления геопотенциальную высоту изобарической поверхности Φ . Так как $d\Phi = \frac{g}{g_0} dz$,

а, $gdz = -\frac{dP}{\rho}$ то эти формулы запишутся в виде:

$$U_g = -\frac{g_0}{l} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial y}, \quad g_g = \frac{g_0}{l} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (8.27)$$

В уравнении величина Φ дана в геопотенциальных метрах. Очевидно, что геострофический ветер направлен вдоль изогипсы абсолютной топографии. Учитывая то, что на этих картах изогипсы проводят через 40 гп.м., получаем рабочую формулу для расчета C_g на картах абсолютной топографии:

$$C_g = \frac{a'}{\sin \varphi} \cdot \Delta n', \quad (8.28)$$

где $a' = 40g_0/2\omega$ — постоянная величина для всех изобарических поверхностей.

В реальных условиях движение атмосферы, как правило, не установившееся и не строго горизонтальное, а изобары не всегда прямолинейные и равноотстоящие друг от друга. Поэтому, строго говоря, ветер в свободной атмосфере не является геострофическим. Однако для крупномасштабных движений в свободной атмосфере ветер близок к геострофическому. Модель атмосферы, в которой скорость ветра принимается равной геострофическому, называется *квазигеострофической моделью*.

8.5. Изменение геострофического ветра с высотой

В свободной атмосфере ветер может меняться по скорости и направлению под влиянием изменения горизонтального градиента давления, связанного с неравномерным распределением температуры.

Рассмотрим, как это происходит. Пусть в некоторой области на уровне моря горизонтальный барический градиент равен нулю. Это означает, что давление во всех точках одинаково (рис. 34). Однако температура распределяется неравномерно. В одной части рассматриваемой области теплее, в другой холоднее. Это приводит к тому, что возникает горизонтальный температурный градиент $-\nabla T$, направленный по нормали к изотерме в сторону убывания температуры. Так как в холодном воздухе барическая ступень меньше, чем в теплом, то изобарические поверхности становятся наклонными. При этом наклон от теплого воздуха к холодному будет увеличиваться с высотой.

Таким образом, возникает горизонтальный барический градиент, который с высотой будет увеличиваться по мере возрастания наклона изобарических поверхностей.

Если на уровне моря барический градиент не был равен нулю, то с высотой возникает дополнительный барический градиент, вызванный неравномерным распределением температуры. Чем больше высота, тем больше будет дополнительная составляющая. На достаточно большой высоте барический градиент будет близко совпадать по направлению с горизонтальным градиентом средней температуры в рассматриваемом слое. Это значит, что в теплых областях давление будет повышенным, а в холодных – пониженным.

Возможен случай, когда барический градиент на нижнем уровне направлен противоположно температурному градиенту. Тогда с высотой, получая дополнительную составляющую противоположного направления, он будет убывать. На какой-то высоте обратится в нуль и, изменив направление на противоположное, будет возрастать.

Рассмотрим следующий случай. Пусть на некоторой высоте $z_1 = 1$ км горизонтальный градиент давления равен нулю и,

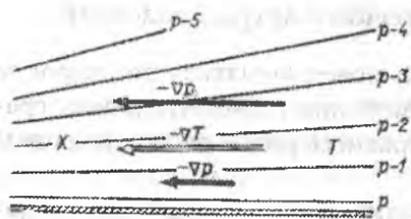


Рис. 34. Связь между горизонтальными градиентами температуры и давления.

следовательно, $v_g = 0$ (рис. 35). Температура столба воздуха над точкой А выше температуры воздуха над точкой В. Тогда выше уровня z появляется горизонтальный барический градиент \bar{G} , направленный от А к В. Это связано с тем, что в теплой воздушной массе давление уменьшается с высотой медленнее, чем в холодной.

Под влиянием добавочного барического градиента возникает движение, которое будет происходить вдоль изобар. В нижней

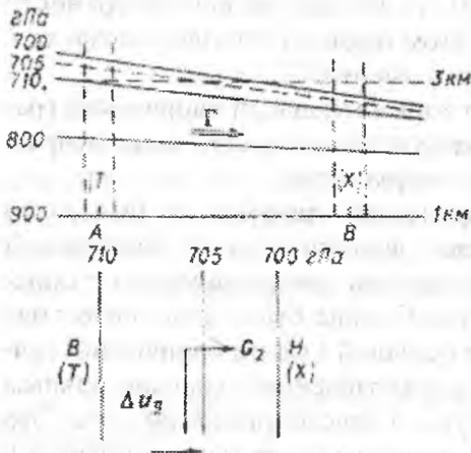


Рис. 35. Схема изменения геострофического ветра с высотой под влиянием горизонтального градиента температуры.

части рисунка 35 приведено распределение давления в горизонтальной плоскости на уровне $z_2 = 3$ км. Из приведенных рассуждений и рисунка следует, что обусловленное горизонтальным градиентом температуры \bar{G} приращение геострофического ветра $\Delta \bar{C}_T$ направлено перпендикулярно к \bar{G} так, что область холода остается слева, а область тепла – справа от направления движения (в северном полушарии).

Таким образом, геострофический ветер на произвольной высоте z можно представить в виде векторной суммы, составленной из геострофического ветра на исходном уровне $\bar{v}_g^{(1)}$ и ветра, зависящего от горизонтального градиента температуры в слое от z_1 до z , т.е.:

$$\bar{C}_g = \overset{(1)}{C}_g + \Delta \bar{C}_T \quad (8.29)$$

Добавок $\Delta \bar{C}_T$ называют *термическим ветром*.

Термический ветер направлен вдоль изотерм средней температуры слоя, а его модуль пропорционален горизонтальному градиенту температуры в слое и толщине этого слоя.

В зависимости от абсолютной величины горизонтального барического градиента на уровне z_j и среднего горизонтального градиента в слое $z-z_j$, а также от угла между этими градиентами наблюдается большое разнообразие вертикальных профилей геострофического ветра. Рассмотрим два следующих случая.

В первом случае (рис. 36 а) перенос происходит из области тепла (Т) в область холода (Х), т.е. наблюдается адвекция тепла. Вектор скорости ветра с увеличением высоты поворачивает вправо, приближаясь по направлению к изотермам (штриховые линии).

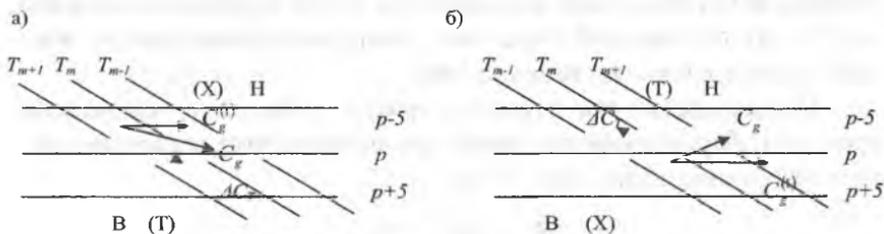


Рис. 36. Изменение геострофического ветра с высотой.

- а) правый поворот при адвекции тепла,
- б) левый поворот при адвекции холода.

Во втором случае (рис. 36 б) перенос происходит из области холода в область тепла, т.е. наблюдается *адвекция холода*. Вектор скорости ветра поворачивает влево с увеличением высоты.

Следовательно, с *правым поворотом ветра в свободной атмосфере связана адвекция тепла, с левым поворотом адвекция холода*.

8.6. Градиентный ветер в циклонах и антициклонах

Рассмотрим установившееся горизонтальное движение воздуха при отсутствии трения, но происходящее по круговым изобарам. На воздушную частицу в этом случае, кроме сил горизонтального барического градиента и кориолисовой силы, будет действовать центробежная сила. Такое движение, которое может наблюдаться как в циклонах, так и в антициклонах, называется *градиентным или геоциклострофическим ветром*.

В циклоне воздушная частица под действием силы горизонтального барического градиента получает ускорение и начинает двигаться вдоль радиуса к центру циклона. Как только возникает движение, появляется кориолисова сила, отклоняющая частицу под прямым углом вправо (в северном полушарии). Разворот скорости и ее увеличение будут происходить до тех пор, пока сила барического градиента, сила Кориолиса и центробежная сила не уравновесят друг друга. Таким образом, при установившемся движении частица воздуха в циклоне будет перемещаться вдоль изобар против часовой стрелки в северном полушарии (по часовой стрелке в южном полушарии).

При градиентном ветре в циклоне существует равновесие трех сил: барический градиент уравновешивает кориолисову и центробежную силы (рис. 37 а):

$$\vec{G}_z = \vec{K}_s + \vec{z} \text{ или}$$
$$\frac{\partial p}{\partial r} = \ell \rho C_u + \frac{\rho C_u^2}{r}, \quad (8.30)$$

где r – расстояние от центра циклона, C_u – скорость градиентного ветра в циклоне.

Это уравнение второго порядка относительно C_u : $C_u^2 + \ell r C_u - \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} = 0$.

Решение этого квадратного уравнения (8.30) относительно C_u имеет вид:

$$C_y = -\frac{\ell r}{2} + \sqrt{\frac{\ell^2 r^2}{2} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}}. \quad (8.31)$$

Из (8.31) следует, что в центре циклона ($r=0$) градиентный ветер всегда обращается в нуль. С удалением от центра при сохранении густоты изобар скорость градиентного ветра возрастает. Кроме этого, возникают циклонические вихри с любыми градиентами.

В тропических циклонах, которые зарождаются в местах, где ϕ мало, кориолисова сила тоже мала и сила барического градиента уравнивается в основном центробежной силой. В смерчах, торнадо и небольших вихрях с вертикальной осью, возникающих при неустойчивой стратификации атмосферы, радиус траекторий частиц очень мал (иногда десятки метров и меньше). В этом случае отклоняющий силой можно пренебречь по сравнению с центробежной. Тогда равновесие между силой барического градиента и центробежной силой может наблюдаться при любых направлениях вращения. Поэтому в небольших вихрях воздушные частицы могут перемещаться как по часовой стрелке, так и против часовой.

В антициклонах также наблюдается равновесие трех сил: кориолисова сила уравнивается суммой силы горизонтального барического градиента и центробежной силы (рис. 37 б):

$$\frac{\partial p}{\partial r} + \frac{C_y^2}{r} = \ell_\rho C_y \quad (8.32)$$

или

$$C_y^2 - \ell_\rho C_y - \frac{r}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial r} = 0 \quad (8.33)$$

Решение (8.33) имеет вид:

$$C_y = \frac{\ell r}{2} - \sqrt{\frac{\ell^2 r^2}{4} + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad (8.34)$$

Из (8.34) следует, что в центре стационарного антициклона ($r=0$) ветер обращается в нуль. С удалением от центра скорость ветра растет.

В отличие от циклона скорость градиентного ветра в антициклоне ограничена. Это объясняется тем, что в антициклоне $\frac{\partial p}{\partial r} < 0$ (давление убывает с удалением от центра), поэтому подкоренное выражение в (8.34) при очень больших значениях модуля $\frac{\partial p}{\partial r}$ может оказаться равным нулю.

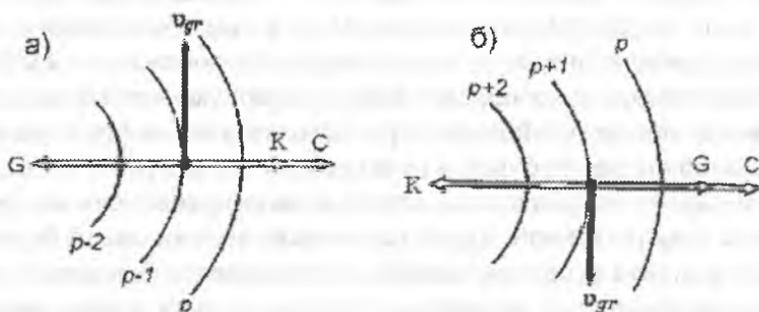


Рис. 37. Градиентный ветер в циклоне (а) и антициклоне (б). p , $p-1$ и $p-2$ – изобары, G – сила горизонтального барического градиента, K – кориолисова сила, C – центробежная сила, v_{gr} – скорость градиентного ветра.

Из рисунка видно, что в антициклонах северного полушария воздух всегда движется по часовой стрелки, в антициклонах южного полушария против часовой.

8.7. Влияние трения на скорость и направление ветра в пограничном слое атмосферы

Вблизи земной поверхности ветер сильно ослабевает под влиянием сил трения и так называемого *прилипания*, т.е. обращения скорости ветра в нуль на земной поверхности и в тонком слое толщиной z_0 , который называется *слоем шероховатости*. Скорость ветра на шероховатой поверхности обращается в нуль по той причине, что молекулы воздуха соударяются с неровностями поверхности и теряют скорость поступательного движения.

Хаотически сталкиваясь с другими молекулами они уменьшают скорость их движения. Возникает сила молекулярного трения.

При столкновении с неровностями поверхности скорость теряют не только молекулы, но и отдельные воздушные объемы – *турбулентные моли*. Их хаотическое движение по вертикали приводит к потере скорости в слое шероховатости.

Сила трения наиболее значительна вблизи земной поверхности. С высотой она убывает и на уровне около 1000 м становится много меньше других сил, действующих на воздушную частицу. Высота, на которой сила трения становится пренебрежимо малой, называется *уровнем трения*.

Определенное влияние на мощность слоя трения оказывает стратификация атмосферы. При неустойчивой стратификации влияние трения распространяется на более мощный слой атмосферы и уровень трения располагается выше, чем при устойчивой стратификации. У земной поверхности влияние трения на скорость и направление ветра при неустойчивой стратификации меньше, чем при устойчивой.

Скорость ветра возрастает с высотой и на высоте 1–1,5 км от поверхности земли приближается к скорости геострофического ветра. В пределах нижнего 50–100 м слоя вертикальный профиль скорости ветра близок к логарифмическому при сухобезразличной стратификации. При устойчивой стратификации скорость ветра возрастает быстрее, чем при сухобезразличной, при неустойчивой стратификации профиль скорости становится более плавным.

Рассмотрим, как сила трения влияет на направление ветра. Представим равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения. Это происходит при равновесии трех сил: барического градиента, кориолисовой силы и силы трения (рис. 38). Так как сила трения всегда противоположна вектору скорости, то сила барического градиента должна уравновеситься векторной суммой кориолисовой силы и силы трения. Как видно из рисунка скорость ветра будет направлена не по изобаре, а будет пересекать их, отклоняясь при этом от них влево, в сторону низкого давления. При движении воздуха при круговых изобарах в циклоне в его нижних слоях ветер будет дуть против

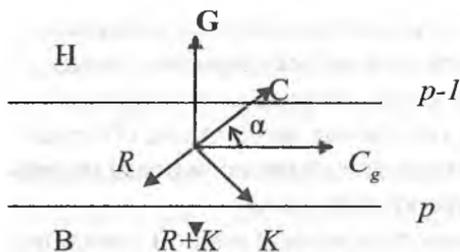


Рис. 38. Ветер в слое трения (равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения).

G – сила горизонтального барического градиента, K – кориолисова сила, R – сила трения, C_g – скорость геострофического ветра, C – скорость ветра.

антициклона будет представлять собой точку расходимости линий тока. В южном полушарии центр циклона становится точкой сходимости, а центр антициклона – точкой расходимости.

Угол, на который отклоняется ветер от изобары у поверхности земли составляет в среднем над сушей $30-40^\circ$, над морем $20-30^\circ$. С увеличением высоты сила трения ослабевает, вследствие чего скорость ветра не только возрастает по модулю, но и под влиянием кориолисовой силы поворачивает вправо, приближаясь к геострофическому ветру.

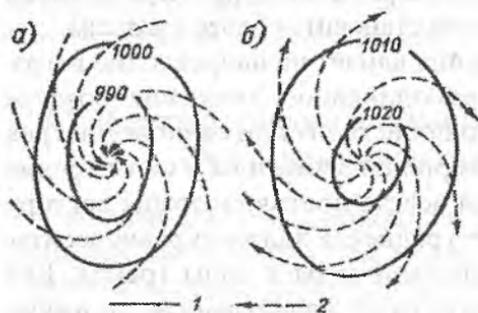


Рис. 39. Изобары (1) и линии тока (2) в нижних частях циклона (а) и антициклона (б).

часовой стрелки, пересекая изобары в сторону центра циклона. Проведя линии тока, можно обнаружить, что они представляют собой спирали, закручивающиеся против часовой стрелки, сходящиеся к центру циклона, т.е. центр циклона является точкой сходимости (рис. 39).

Легко понять, что в антициклонах воздух будет растекаться от центра к периферии, вращаясь по часовой стрелке, а центр

антициклона будет представлять собой точку расходимости линий тока. В южном полушарии центр циклона становится точкой сходимости, а центр антициклона – точкой расходимости.

Если скорость ветра на разных высотах спроектировать на одну и ту же плоскость, то получим годограф скоростей, который показывает, что на каждом более высоком уровне скорость больше по модулю и ближе к

геострофическому ветру по направлению (рис. 40). Полученная кривая называется *спиралью Экмана*.

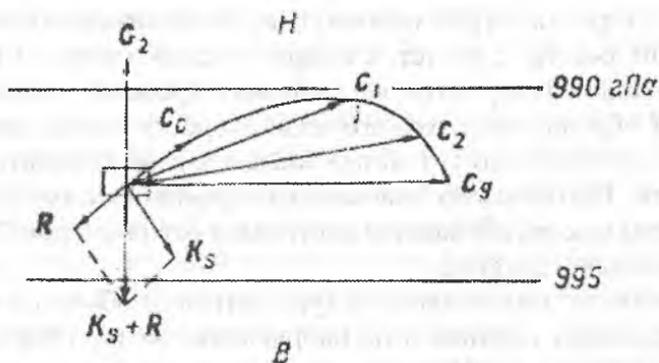


Рис. 40. Распределение скорости и направления ветра с высотой в пограничном слое атмосферы (северное полушарие).

В слое трения обнаруживается хорошо выраженный суточный ход скорости ветра. У земной поверхности над сушей максимум скорости ветра наблюдается около 14 часов, минимум — ночью или утром. Начиная в среднем с высоты 150–200 метров, суточный ход обратный: максимум ночью и минимум — днем (рис. 41).

Основной причиной суточного хода скорости ветра является изменяющаяся в течении суток интенсивность турбулентного обмена. Под влиянием турбулентного обмена происходит перераспределение импульса между различными слоями воздуха в пределах пограничного слоя

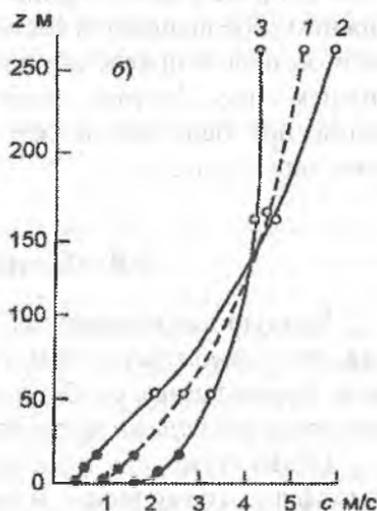


Рис. 41. Распределение скорости ветра по высоте по средним данным за 29 суток.

Оклахома, США ($\varphi=37^\circ$ с.ш.).
1 — сутки, 2 — ночь, 3 — день.

атмосферы. Днем с усилением термической неустойчивости увеличивается вертикальный турбулентный обмен и, соответственно, взаимодействие нижних и верхних слоев атмосферы. По этой причине скорость ветра в нижнем слое (от поверхности земли до некоторой высоты z растет, а в верхнем слое (выше z) убывает по сравнению со скоростью ветра ночью. Уровень z , называемый *высотой обращения* суточного хода скорости ветра, зависит в основном от среднего суточного значения коэффициента турбулентности. При больших значениях коэффициента турбулентности (летом) высота обращения составляет сотни метров (200–250 м), при малых – десятки.

Изменение интенсивности турбулентного обмена в течение суток оказывает влияние и на направление ветра. При дневном усилении обмена направление ветра в приземном слое приближается к направлению ветра в верхней части слоя трения, т.е. к направлению изобар. Соответственно, возрастание скорости днем сопровождается правым вращением ветра. Ночью ветер в нижнем слое вращается влево. В верхнем слое за счет турбулентного обмена направление приближается к направлению ветра в нижнем слое. Поэтому днем в этом слое происходит левое вращение при ослаблении скорости, ночью правое вращение при усилении скорости.

8.8. Местные циркуляции

Воздушные течения небольшого горизонтального протяжения, от нескольких сотен метров до десятков и первых сотен метров, порождаемые особенностями подстилающей поверхности, называют *местными циркуляциями*, или *местными ветрами*.

Существуют два вида воздействий земной поверхности на атмосферу: термическое и механическое. Различие в теплофизических, радиационных и других свойствах соседних частей земной поверхности приводит к возникновению горизонтальной разности температур, которая, в свою очередь, порождает горизонтальный барический градиент, являющийся причиной возникновения ветра. К таким ветрам относятся бризы, горно-

долинные и ледниковые ветры. Эти ветры выражены тем отчетливее, чем меньше скорость воздушного потока более крупного масштаба.

Под влиянием механических воздействий со стороны местных препятствий (гор, возвышенностей, лесов) воздушный поток испытывает возмущения. В долинах и горных ущельях скорость потока изменяется вслед за изменением их поперечного сечения, на наветренных склонах наблюдаются восходящие движения, на подветренных – нисходящие. К этим ветрам относятся фёны, бора, стоковые ветры и ветры горных проходов.

К местным ветрам относятся также сильные и обладающие особыми свойствами ветры в некотором районе, которые, по существу, являются течениями общей циркуляции. Интенсивность их проявления и характерность для данного географического района является следствием самого механизма общей циркуляции и географического распределения синоптическим процессов. К таким ветрам относятся *сирокко* на Средиземном море, *афганец* на юго-востоке Средней Азии, *кокандец* – в Ферганской долине и ряд других многочисленных ветров в различных местах Земли.

Местные ветры термического происхождения обладают хорошо выраженной суточной периодичностью.

1а. Бризы – это ветры у береговой линии морей и больших озер, связанные 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 (рис. 42); на какой-то высоте создается горизонтальный барический градиент, направленный в сторону моря, и начинается отток воздуха в направлении к морю. 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 соответственно ему и перенос воздуха в нижнем слое, который представляет собой дневной *морской бриз*.

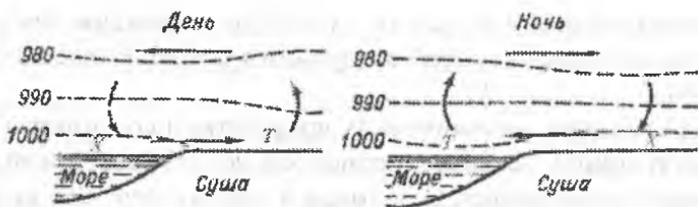


Рис. 42. Схема бризов.

Противоположные условия будут ночью, когда суша охлаждается и становится холоднее моря. Тогда внизу создается перенос воздуха с берега на море – ночной *береговой бриз*, а над ним обратное течение. Вечером происходит смена морского бриза на береговой, а утром наоборот.

Бризы наиболее отчетливо выражены в ясную погоду и когда общий перенос воздуха слабый. Такие условия возникают в малоградиентных барических полях, например, во внутренних частях антициклона. Общий перенос воздуха может существенно исказить правильную картину образования бризов. Скорость ветра в бризах составляет 3–5 м/с, в тропиках больше.

Бризы захватывают слои в несколько сотен метров, иногда до 1–2 км. Дневной бриз наблюдается в более мощном слое, чем ночной. В тропиках мощность бризов больше, чем в высоких широтах. От береговой линии бризы распространяются в глубь суши или моря на десятки километров.

Морской бриз имеет общие черты с холодным фронтом. Дневной бриз несколько понижает температуру на суше и увеличивает относительную влажность; особенно резко это выражено в тропиках.

16. Горно-долинные ветры – это ветры, возникающие под влиянием горизонтальной разности температур между склоном горы и атмосферным воздухом на той же высоте над долиной.

Днем склоны гор, обращенные к солнцу, имеют более высокую температуру, чем воздух на той же высоте над долиной, т.е. возникает горизонтальный градиент температуры, направленный от склона горы в сторону долины. Под влиянием этого градиента возникает замкнутое движение воздуха. В нижнем слое ветер

направлен из долины вдоль склонов горы, в верхнем – от склона горы в сторону долины (рис. 43). Ночью склоны горы охлаждаются быстрее, чем воздух на той же высоте, вследствие чего появляется движение воздуха, противоположное направлению дневному.

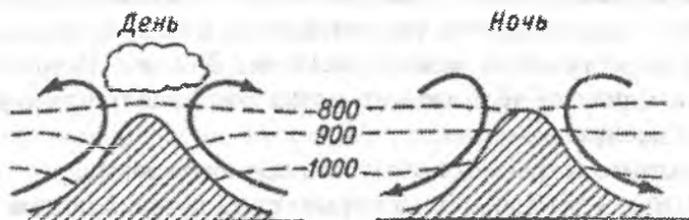


Рис. 43. Схема горно-долинных ветров.

К ветрам склонов присоединяется перенос воздуха в более крупном масштабе, между долиной в целом и прилегающей равниной. Днем температура воздуха в долине в целом выше, чем на соответствующих уровнях над равниной, так как на нее влияют прогретые склоны гор. Поэтому аналогично тому, как над берегом при морском бризе, давление в долинах до самого гребня хребта становится ниже, чем над равниной, а на больших высотах – выше. На рисунке 43 это видно по наклону изобарических поверхностей. В результате днем ниже уровня гребня устанавливается поток воздуха с равнины в долину – долинный ветер, а выше – обратный процесс. Ночью воздух в долине холоднее, чем над равниной, и внутри долины устанавливается более высокое давление; возникают барические градиенты, создающие перенос воздуха вниз по долине, на равнину – горный ветер. Над ним устанавливается обратный перенос в сторону гор.

Горно-долинныя ветры хорошо выражены во многих долинах и котловинах Альп, Кавказа, Памира, Тянь-Шаня и в других горных странах, главным образом в теплое полугодие. Вертикальная мощность их значительна и измеряется километрами: ветры заполняют все поперечное сечение долины, вплоть до гребней ее боковых хребтов.

1в. Ледниковые ветры – это ветры, дующие вниз по леднику в горах. В этом случае, когда склоны горы покрыты ледни-

ком, горизонтальный градиент температуры днем и ночью направлен от долины в сторону ледника. Поэтому ледниковый ветер в нижнем слое всегда направлен от ледника к долине, в верхнем – от долины к леднику. При этом над ледником наблюдается нисходящее, а над долиной – восходящее движение воздуха. Скорость ветра увеличивается ночью и уменьшается днем. Скорость ветра может достигать 3–7 м/с. Вертикальная мощность потока ледникового ветра составляет примерно несколько десятков метров.

Местные ветры механического происхождения.

2а. Фён – теплый, сухой порывистый ветер, дующий с гор в долины. Фён представляет довольно распространенное явление в горных районах.

Классическим вариантом образования фёна является процесс переваливания воздушным потоком горного хребта (рис. 44). При вынужденном подъеме по наветренному склону хребта воздух будет охлаждаться сначала сухоадиабатически, а затем (выше уровня конденсации) псевдоадиабатически. Из образовавшегося на наветренном склоне облака могут выпадать осадки. Последующее опускание воздуха по подветренному склону будет происходить сухоадиабатически потому, что опускающийся воздух при нагревании уходит от состояния насыщения. В результате к основанию подветренного склона воздух придет более теплым и сухим, чем пришел к основанию наветренного склона. Этот теплый и сухой воздух на подветренном склоне хребта и называют фёном.

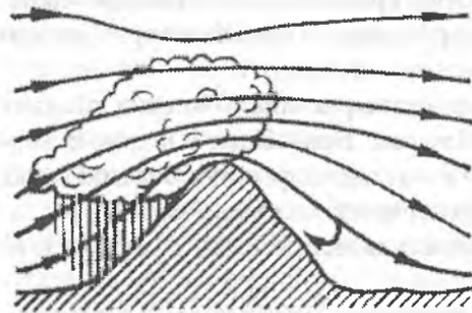


Рис. 44. Схема фёна.

Произведем некоторые расчеты. Пусть гребень хребта возвышается над уровнем долины на 3000 м, температура воздуха до начала фёна $+10^{\circ}\text{C}$, средний градиент температуры $0,6^{\circ}/100\text{ м}$. На уровне хребта температура будет $+10 - (0,6 \cdot 30) = -8^{\circ}\text{C}$. Опустившись сухоа-

диабатически по подветренному склону на прежний уровень, температура воздуха возрастает на 30°C и станет равной $+22^{\circ}\text{C}$. Таким образом, температура воздуха повысится на 12°C . Вместе с тем относительная влажность, равная 100% на уровне хребта, понизится до 17% при неизменном влагосодержании воздуха.

Такого рода фён обычно возникает тогда, когда с одной стороны горного хребта имеется область пониженного давления. Характерной особенностью является образование облачного вала, с резко очерченной нижней границей, который наблюдается на подветренной стороне хребта. Фёновое облако лишь кажется неподвижно висящим над горным хребтом. В действительности, происходит непрерывное обновление этого облака. При опускании фёнового воздуха по подветренному склону содержащиеся в облаке капли испаряются, а на наветренном склоне они, напротив, все время образуются заново.

Следует иметь в виду, что подъем воздуха по склону горы сопровождается увеличением его потенциальной энергии за счет уменьшения кинетической. Скорость движения воздуха по мере подъема замедляется и на некоторой высоте обращается в нуль, вследствие чего происходит накопление воздуха и увеличение давления на наветренном склоне хребта. В этом случае, помимо перекачивания воздушного потока через горы, часть его начинает стекать обратно по горному склону навстречу общему переносу воздушной массы. При этом воздух также нагревается и иссушается, а скорость ветра может достигать больших значений (таково происхождение сильного юго-восточного ветра в районе Алматы).

Другой разновидностью фёна являются так называемые антициклональные фёны. Они наблюдаются на Кавказе, Альпах, Тянь-Шане. Например, когда над Кавказом устанавливается обширный и высокий антициклон, то опускающийся воздух растекается во все стороны по долинам Закавказья и Северного Кавказа в виде фёнов. При таком фёне скорости ветра невелики, а повышение температуры может происходить на обоих склонах хребта одновременно.

Продолжительность фёна может быть от нескольких часов до нескольких суток, иногда с перерывами.

О повторяемости фёнов можно судить по средним климатологическим данным. Например, в Кутаиси в среднем за год насчитывается 114 дней, в Тбилиси 45, в Владикавказе 35, на Телецком озере до 150, в Инсбруке (Австрия) – 75, в Ташкенте – 49.

При переваливании хребта в воздушном течении могут возникать стоячие волны, так называемые фёновые волны с амплитудой примерно нескольких километров, иногда приводящие к образованию чечевицеобразных облаков. Эти волны распространяются вверх до высоты в несколько раз большей, чем высота хребта.

2б. *Бора* – сильный холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. В образовании этого ветра большую роль играет сила тяжести. Бора формируется преимущественно зимой, когда над холодным континентом устанавливается антициклон, а над теплым водоемом – область низкого давления. Наблюдается там, где невысокий хребет (300–600 м) отделяет от моря континентальные нагорья, над которыми накапливается плотный холодный воздух. На наветренной стороне хребтов развиваются восходящие движения, а на подветренной начинается воздухопад (рис. 45).

В ряде местностей бора может наблюдаться и в глубине континента, там, где есть условия для накопления холодного воздуха на наветренной стороне невысокого и длинного хребта и возникновения обвала воздуха на подветренной, более теплой и низкой стороне гор. К такой разновидности боры относится *кизеловская бора*, возникающая на Западном Урале.

К первому типу боры относится *новороссийская бора*, возникающая в районе Новороссийской бухты в Черном море, *адриатическая бора* на Адриатическом побережье Югославии в районе Триеста, *новоземельская бора*. Характер боры имеют *сарма* и другие стоковые ветры на оз. Байкал, *ороси* на океанском побережье Японии, *норд* в районе Баку, *мистраль* на Средиземноморском побережье Франции, от Монпелье до Тулона, *нортсер* в Мексиканском заливе (Мексика, Техас).

Скорость ветра при боре достигает 30–40 м/с, иногда 60 м/с. Обычно возникает значительное понижение температуры воздуха. Падая вниз, воздух боры адиабатически нагревается, как и

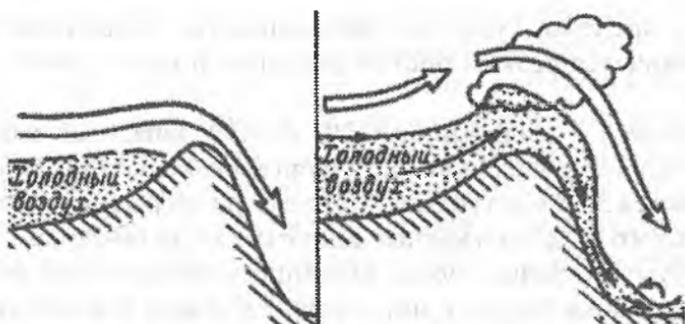


Рис. 45. Схема накопления холодного воздуха на наветренной стороне горного хребта (слева) и обвал его на подветренном склоне (справа) при боре.

при фёне. Но из-за небольшой высоты хребтов это повышение оказывается незначительным по сравнению с температурой опускающегося холодного воздуха. Продолжительность боры обычно 1-3 суток, но иногда до недели. За год в Новороссийске наблюдается в среднем 46 дней с борой, чаще всего с ноября по март.

2в. Характерные ветры возникают в местах, где поток воздуха выходит из узких ущелий на равнину. Это ветры горных проходов. Они возникают при больших барических градиентах, направленных в сторону равнины. К таким ветрам относится восточный ветер, дующий с ураганной силой через Джунгарские ворота (Восточный Казахстан) со стороны оз. Эби-Нур – Эби. Аналогичны этому ветру ветер *улан*, дующий через Боомское ущелье в сторону оз. Иссык-Куль, *урсатьевский ветер*, возникающий на выходе из Ферганской долины, и ряд других ветров в других частях Земного шара.

Скорость ветра при этих ветрах достигает 30–40 м/с, иногда 50–60 м/с. Они могут существовать несколько суток подряд.

Приведем несколько примеров местных ветров, относящихся к третьей группе.

Афганец – очень сильный и пыльный западный или юго-западный ветер в восточных Каракумах и на юге Узбекистана и Таджикистана. В Термезе наблюдается до 70 дней в году. Возникает «афганец» в связи с северо-западными холодными вторже-

ниями в пределы Туранской низменности. Ослабление ветра сопровождается резким ростом давления и некоторым похолоданием.

Кокандец – сильный (до 20–30 м/с) западный или юго-западный ветер в западной части Ферганской долины. В Коканде наблюдается 35 дней в году. Возникает при вторжении холодного арктического воздуха в южные широты в тылу циклона.

Самум – горячая, сухая, внезапно начинающаяся пыльная буря в пустынях Малой Азии, Аравии, Сахары, южного побережья Средиземного моря и северо-западного побережья Африки, Марокко. Самум возникает в теплом секторе циклона, который движется вдоль Средиземного моря к востоку и связан с активным атмосферным фронтом. Возникновение самума может быть обусловлено также развитием мощной конвекции в термической депрессии.

8.9. Смерчи и пыльные бури

Разновидностями местных циркуляций можно считать шквалы и мелкомасштабные вихри – смерчи, тромбы, торнадо.

а. Шквалы.

Шквал – резкое усиление ветра в течение короткого времени, сопровождающееся изменением его направления. Скорость ветра при шквале нередко превышает 20–30 м/с. Обычно шквал длится несколько минут. Иногда наблюдаются повторные порывы ветра. При шквале происходит скачок атмосферного давления (на барограмме характерный зубец – грозовой нос), относительной влажности и быстрое понижение температуры. Шквал обычно сопровождается ливнем и грозой.

Различают внутримассовые и фронтальные шквалы. Внутримассовые шквалы связаны с мощными облаками конвекции – кучево-дождевыми облаками, возникающими в жаркую летнюю погоду над сушей или в холодных неустойчиво стратифицированных воздушных массах над теплой подстилающей поверхностью. Фронтальные шквалы связаны в основном с холодными ат-

мосферными фронтами, с предфронтальными кучево-дождевыми облаками. В обоих случаях наблюдается вихревое движение воздуха с горизонтальной осью вращения в облаках и под ними.

В СНГ шквалы лишь в 10% случаев являются внутримассовыми, остальные связаны главным образом с фронтами. Шквалы следует отличать от порывов ветра, длящихся 10–30 с. Выделяют орографические шквалы, возникающие в результате влияния орографии на основные воздушные потоки в атмосфере. К ним относятся, например, бора и фён.

В зависимости от сопутствующей погоды различают *белый* шквал (возникающий по динамическим причинам при деформации воздушного потока под влиянием особенностей подстилающей поверхности или при взаимодействии различных воздушных потоков), *черный* шквал (сопровождающийся пасмурной погодой), *сухой* шквал (в котором из-за сухости воздуха осадки не достигают земной поверхности), *грозовой* шквал (сопровождающийся резким ударом порывистого ветра перед и при прохождении грозы), *пыльный* шквал и т.п. Летом шквалы, связанные с мощной конвекцией, могут сопровождаться грозой даже в сравнительно сухом воздухе. В этих случаях осадки не достигают земной поверхности.

В южных широтах и на возвышенностях шквалы бывают чаще, чем на севере и на равнинах. Например, очаг повышенной повторяемости шквалов наблюдается на Южном Урале, Приволжской, Среднерусской, Волыно-Подольской возвышенностях, в Крымских яйлах и других местах со сложной орографией. Наиболее часто шквалы возникают в горных районах – на Кавказе, Тянь-Шане, Яблоновом хребте, где ежегодно (почти повсеместно) бывает до 80 шквалов.

б. Мелкомасштабные вихри – смерч, тромб, торнадо.

Смерч, тромб, торнадо – сильный разрушительный вихрь, опускающийся из мощного кучево-дождевого *смерчевого* (материнского) облака в виде темного облачного столба с примерно вертикальной (изгибающейся) осью диаметром от нескольких до сотен метров (редко до 1–3 км). Иногда возникает *дуговой шквал* с примерно горизонтальной осью.

В зависимости от того, где возник смерч и что он вовлекает (пыль, песок или воду), различают пыльные, песчаные и водяные смерчи.

Пыльные и песчаные смерчи наблюдаются преимущественно в пустынях и степях и отличаются от смерчей умеренных широт тем, что они часто не связаны с кучево-дождевыми облаками.

Формы смерчей разнообразны: хобото-, колонно-, змее-, быче-, веревко- и воронкообразные, расплывчатые, стелющиеся и плотные. Они изменяются по мере развития смерчей и в зависимости от структуры породившего их облака и воздушного потока.

Смерчи перемещаются в основном по направлению ветра, господствующего в нижней тропосфере, обычно со скоростью 10–20 м/с, описывая сложные кривые (подобно волчку). Движение их волнообразно – они то поднимаются, то опускаются. Длина пути одиночного смерча составляет в среднем 5–10 км. Полоса разрушений имеет ширину десятки метров, а длину – сотни метров. Вся зона, подверженная действию смерчей, может достигать в длину сотни километров.

Вдоль оси смерча наблюдается быстрое, резкое и сильное понижение атмосферного давления, более чем на 100–200 гПа, что превращает смерч в мощный насос, способный вобрать в себя воду реки или озера. В смерчах возникают барические градиенты до 10 гПа/100 м, обуславливающие большую скорость ветра в стенке воронки, в то время как вокруг смерча может наблюдаться *штиль*. Вращение в смерче может происходить по часовой стрелке и против.

Возникновение смерча обусловлено сильной неустойчивостью стратификации атмосферы в жаркое время года в тропическом воздухе. Это наблюдается, например, при выносе влажного воздуха с Мексиканского залива на степные районы США, а также при южном потоке влажного воздуха со Средиземного и Черного морей на сильно прогретые степные просторы Украины. Смерчи обычно развиваются на холодном фронте с волнами или впереди него, на юго-восточной периферии системы мощных кучево-дождевых облаков. *Водяные* смерчи также связаны с кучево-дождевой облачностью.

Выделяют несколько стадий развития смерча: термик, формирование вихря, оформление развитого смерча, угасание.

в. *Пыльные бури* – это перенос умеренным и сильным ветром большого количества пыли и песка, сопровождающийся значительным уменьшением видимости.

Пыльные бури возникают, как правило, при засушливой погоде и увеличении скорости ветра. Существенное влияние на возникновение пыльных бурь оказывает структура и степень увлажнения почвы, наличие растительного покрова и орография. В зависимости от совокупности перечисленных факторов горизонтальная протяженность районов, охваченных пыльной бурей, может изменяться от нескольких сотен метров до десятков и сотен километров.

Обычно пыльные бури возникают в теплое время года. Они могут образовываться и зимой, в тех случаях, когда наблюдается небольшой снежный покров или он отсутствует. Такие «черные бури» отмечаются на Северном Кавказе и юге Украины в годы с низкой температурой и недостаточном увлажнении почвы с осени.

Продолжительность пыльной бури может меняться в широких пределах: от четверти часа до нескольких суток.

При пыльных бурях количество поднимающегося в атмосферу песка или пыли может достичь миллионов тонн.

Пыльные бури охватывают огромные площади пустынь и полупустынь в Африке, Америке, Азии. В Средней Азии они наблюдаются в Каракумах и Кызылкумах, в предгорьях Копетдага, на северном и восточном побережье Каспийского моря, на побережье Аральского моря.

Пыльные бури сильно загрязняют атмосферу и наносят большой материальный ущерб различным отраслям экономики, в первую очередь, сельскому хозяйству.

Основные выводы

1. Движение воздушной частицы в атмосфере описывается уравнением движения атмосферы в векторной и координатной формах. Эти уравнения и уравнение неразрывности также относятся к основным уравнениям физики атмосферы.

2. Причиной движения воздушной частицы в атмосфере является сила горизонтального барического градиента. При дальнейшем движении на нее начинает действовать кориолисова сила. В пределах пограничного слоя атмосферы следует учитывать также силы вязкого трения. В свободной атмосфере эти силы пренебрежимо малы и движение становится квазигеострофическим. Направление горизонтального движения (ветер) устанавливается на основе барического закона ветра.

3. Вертикальный профиль ветра формируется под влиянием шероховатости земной поверхности в пределах пограничного слоя атмосферы, а также в результате адвекции теплой или холодной воздушной массы.

4. Одним из объектов циркуляции атмосферы в локальном масштабе являются местные циркуляции, имеющие термическую и механическую природу. К первой группе относятся бризы, горно-долинные и ледниковые ветры, ко второй группе – фёны, бора, ветры высасывания. К разновидностям местных циркуляций относятся также шквалы, пыльные бури и мезомасштабные вихри – смерчи, тромбы, торнадо.

Контрольные вопросы

1. Какие силы действуют на частицу воздуха в атмосфере?
2. Как на воздушную частицу действует сила Кориолиса?
3. Что представляют собой силы вязкого трения?
4. Выведете уравнения движения атмосферы.
5. Выведете уравнение неразрывности. Каков его смысл?
6. Что представляют собой линии тока и траектории?
7. При каких условиях возникает геострофический ветер?
Сформулируйте барический закон ветра.
8. Как и почему изменяется геострофический ветер с высотой?
9. Как и почему изменяется геострофический ветер при адвекции тепла и холода?
10. При каких условиях возникает градиентный ветер в циклонах и антициклонах?
11. Как и почему влияет трение на скорость и направление ветра в пограничном слое атмосферы?
12. Какие ветры относятся к местным циркуляциям?
13. Охарактеризуйте местные ветры термического происхождения (бризы, горно-долинные, ледниковые)
14. Охарактеризуйте местные ветры механической природы (фён, бора и др.).
15. Охарактеризуйте шквалы, торнадо, пыльные бури.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л. Облака и вихри – основа колебаний погоды и климата. –С-Пб. РГГМУ, 2005. – 328 с.
2. Атмосфера. Справочник. -Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 512 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии/физики атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 2000. – 778 с.
4. Андреев А.О., Дукальская М.В., Головина Е.Г. Облака. Происхождение, классификация, распознавание. –С-Пб. 2007. – 228 с.
5. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Метеорология и климатология. Учебник. Ташкент, НУУз, 2005. – 333 с.
6. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М. Сборник задач и упражнений по физике атмосферы. Учебное пособие. Ташкент, НУУз, 2007. – 120 с.
7. Петров Ю.В., Эгамбердиев Х.Т., Холматжанов Б.М., Алаутдинов М. Атмосфера физикаси. Дарслик. – Т.: «Fan va texnologiya», 2011. – 244 б.
8. Русин И.Н., Арапов П.П. Основы метеорологии и климатологии. Курс лекций для студентов-географов. –С-Пб. РГГМУ, 2008. – 200 с.
9. Руководство к лабораторным работам по экспериментальной физике атмосферы. Под ред. Л.Г.Качурина, А.И.Мержеевского. –Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 512 с.
10. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. В 2-х т. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. Т.І – 247 с., Т.ІІ – 319 с.
11. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 620 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава I. ВВЕДЕНИЕ	5
1.1. Предмет и задачи физики атмосферы	6
1.2. Методы исследования в физике атмосферы	9
1.3. Особенности атмосферных процессов	11
1.4. Связь физики атмосферы с другими науками. Деление на научные дисциплины	13
1.5. Международное сотрудничество в области физики атмосферы ..	15
1.6. Практическое значение физики атмосферы	16
Глава II. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ	20
2.1. Состав сухого воздуха у поверхности Земли. Его изменение с высотой	22
2.2. Углекислый газ и озон в атмосфере	25
2.3. Газовые примеси в атмосфере	27
2.4. Атмосферный аэрозоль	27
2.5. Водяной пар в атмосфере	32
2.6. Характеристики влажности воздуха, соотношения между ними	34
2.6. Уравнение состояния влажного воздуха. Виртуальная температура	36
2.7. Вертикальное строение атмосферы	39
2.8. Горизонтальная неоднородность атмосферы. Понятие о воздушных массах и фронтах	42
Глава III. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ	47
3.1. Основное уравнение статики атмосферы	48
3.2. Барометрические формулы	51
3.3. Барическая ступень	58
3.4. Применение барических формул	59
3.5. Стандартная атмосфера	61
3.6. Геопотенциал. Абсолютная и относительная высота изобарических поверхностей	62
3.7. Барические системы	64
3.8. Суточный ход давления	68
Глава IV. ОСНОВЫ ТЕРМОДИНАМИКИ АТМОСФЕРЫ	71
4.1. Основные уравнения	71
4.2. Адиабатический процесс	73
4.3. Потенциальная температура	76
4.4. Потенциальная температура и энтропия	77

4.5. Влажноадиабатические процессы	78
4.6. Конвекция. Стратификация атмосферы по отношению к сухоадиабатическому и влажноадиабатическому движению частицы воздуха.....	81
4.7. Суточный ход стратификации. Стратификация воздушных масс	85
4.8. Потенциальная устойчивость и неустойчивость.....	87
4.9. Энергия неустойчивости	88
4.10. Термодинамические графики.....	89
Глава V. РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ 92	
5.1. Солнечная радиация. Спектральный состав. Солнечная постоянная	93
5.2. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере.....	96
5.3. Закон ослабления. Характеристики прозрачности атмосферы...100	
5.4. Интегральные характеристики прозрачности атмосферы	103
5.5. Виды солнечной радиации	106
5.6. Отраженная солнечная радиация. Альбедро	109
5.7. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы. Эффективное излучение	112
5.8. Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы	115
Глава VI. ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХ- НОСТИ И АТМОСФЕРЫ	121
6.1. Уравнение теплового баланса земной поверхности	122
6.2. Изменение температуры земной поверхности	124
6.3. Распространение тепла в почве и воде.....	126
6.4. Конвективный и турбулентный потоки тепла. Приток тепла	129
6.5. Уравнение притока тепла в турбулентной атмосфере	132
6.6. Суточные изменения температуры воздуха в пограничном слое атмосферы	136
6.7. Инверсии температуры в атмосфере	139
6.8. Распределение температуры в тропосфере и нижней стратосфере.....	141
Глава VII. ВОДНЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ	146
7.1. Общие сведения о влагообороте на Земле	147
7.2. Уравнение переноса водяного пара в турбулентной атмосфере.....	148
7.3. Испарение в естественных условиях. Испаряемость	150
7.4. Изменение влажности воздуха в атмосфере.....	152
7.5. Конденсация и сублимация водяного пара в атмосфере	155
7.6. Туманы. Их классификация.....	158

7.7. Облака. Классификация облаков.....	162
7.8. Процессы осадкообразования. Классификация атмосферных осадков.....	170
7.9. Наземные гидрометсоры	174
Глава VIII. ОСНОВЫ ДИНАМИКИ АТМОСФЕРЫ	178
8.1. Основные силы, действующие в атмосфере.....	179
8.2. Уравнения движения турбулентной атмосферы.....	184
8.3. Линии тока и траектории.....	186
8.4. Геоострофический ветер. Барический закон ветра.....	188
8.5. Изменение геоострофического ветра с высотой	191
8.6. Градиентный ветер в циклонах и антициклонах.....	194
8.7. Влияние трения на скорость и направление ветра в пограничном слое атмосферы.....	196
8.8. Местные циркуляции	200
8.9. Смерчи и пыльные бури	208
ЛИТЕРАТУРА	213

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования Республики Узбекистан в качестве учебника для студентов государственных университетов по направлениям «Физика» и «Гидрометеорология»

Ташкент — «Noshir» — 2012

Редактор М.Ахмедов

Художник Ш.Одилов

Технический редактор Д.Мамадалиева

Компьютерная верстка Д.Жалилов

Лицензия АІ №200. 28.28.2011 г.

Подписано в печать с оригинала-макета 14.08.2012.

Формат 60x84 ¹/₁₆. Гарнитура «UZ-Times». Печать Офсетная.

Изд. л. 13,5. Тираж 500 экз. Заказ № 48.

Издательство «NOSHIR» г. Ташкент, ул. Лангар 78.

Отпечатано в типографии Узбексто-Германского предприятия «NOSHIR». г.Ташкент, ул. Лангар 78.





ISBN 978-9943-353-88-6



9 789943 353886