

Ю.Г. Хабутдинов, К.М. Шангалинский, А.А. Николаев

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

Учебное пособие

Рекомендовано Учебно-методическим объединением по образованию в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Экология»



КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
2010

УДК 551.5

ББК 26.23

Рецензенты: Васильев А.А. – д.г.н., профессор, Гидрометцентр РФ,
Калинин Н.А. - д.г.н., профессор, Пермский государствен-
ный университет

Научный редактор:

академик МАН ВШ, доктор географических наук,
профессор Переведенцев Ю.П.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс «Учение об атмосфере» имеет фундаментальное значение при подготовке специалистов по специальности 013100 – экология и входит в перечень дисциплин типового учебного плана этой специальности. К сожалению, все существующие учебники и учебные пособия, освещающие вопросы метеорологии, рассчитаны либо на подготовку специалистов – метеорологов, либо географов.

Курс «Учение об атмосфере» в течение многих лет читается в Казанском университете студентам экологам специалистами кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы. Настоящее учебное пособие является результатом обобщения многолетнего опыта преподавания этой дисциплины.

В учебном пособии приводятся современные сведения о строении атмосферы и атмосферных процессах; климатообразующих факторах и изменениях климата; процессах влияющих на загрязнение воздушного бассейна.

Глава 1

Основные понятия.

Предмет изучения метеорологии и климатологии, атмосфера, погода, климат, методы исследования применяемые в метеорологии.

1.1. Метеорология и климатология

Метеорология - наука об атмосфере, ее составе, строении, свойствах и протекающих в ней явлениях и процессах. Предметом изучения метеорологии является атмосфера - воздушная оболочка, окружающая земной шар.

В атмосфере постоянно осуществляется преобразование лучистой энергии; происходит круговорот тепла, влаги и различных примесей; развиваются оптические, электрические, акустические и другие явления. Основой теоретической метеорологии являются законы физики и химии, и одну из основных задач этой науки составляет физико-математическое описание состояния атмосферы в данный физический момент времени, установление причинно-следственных связей и закономерностей развития происходящих в ней явлений и процессов. Практическими задачами метеорологии являются: разработка прогнозов метеорологических условий (в том числе опасных) и обеспечение потребителей разнообразной метеорологической информацией с целью наиболее полного и эффективного использования благоприятных условий погоды и сокращения до минимума ущерба от опасных метеорологических явлений.

Процессы, происходящие в атмосфере, возникают и развиваются в основном в результате превращений энергии, поступающей к Земле от Солнца. При изучении этих процессов широко используются законы, установленные в различных областях физики. Однако поскольку атмосфера находится в посто-

янном взаимодействии с поверхностью Земли, то при изучении атмосферных процессов учитывается также влияние географических факторов. Поэтому метеорология, наука в основном физическая, тесно связана с географическими науками, а также с гидрологией и океанологией, поскольку процессы, протекающие в жидкой и газообразной оболочках Земли, тесно взаимосвязаны.

Климатология – раздел метеорологии, в котором изучаются закономерности формирования климатов, их распределения по земному шару и изменения в прошлом и будущем.

Климат, являясь одной из физико-географических характеристик среды, оказывает решающее влияние на хозяйственную деятельность: специализацию сельского хозяйства, размещение промышленных предприятий, различные виды транспорта и т.п.

Понимание закономерностей климата возможно на основании изучения общих закономерностей атмосферных процессов, поэтому при анализе причин возникновения различных типов климата и их распределения по земному шару климатология исходит из понятий и законов метеорологии.

1.2. Атмосфера, погода, климат

Атмосфера – это газовая оболочка Земли с содержащимися в ней аэрозольными частицами, движущаяся вместе с Землей в мировом пространстве как единое целое и одновременно принимающая участие во вращении Земли.

С высотой плотность воздуха убывает и атмосфера без резкой границы постепенно переходит в космическое пространство. Половина всей массы атмосферы сосредоточена в нижних 5 км, три четверти – в нижних 10 км, девять десятых – в нижних 20 км. Но присутствие воздуха (чем выше, тем все более разреженного) обнаруживается до очень больших высот. Полярные сияния ука-

зывают на наличие атмосферы на высотах 1000 км и более, а из наблюдений с помощью ракет, искусственных спутников Земли и космических станций можно заключить, что атмосфера при все более убывающей плотности простирается до высот более 20 тыс. км.

Атмосферные процессы вблизи земной поверхности и в нижних 30-40 км атмосферы особенно важны с практической точки зрения и наиболее изучены, но и высокие слои атмосферы в настоящее время приобрели большое практическое значение в связи с потребностями радиосвязи и освоения космического пространства. В высоких слоях происходит поглощение ультрафиолетового и корпускулярного солнечного излучения, которое вызывает различные фотохимические реакции разложения нейтральных газовых молекул на электрически заряженные атомы. Из-за этого высокие слои сильно ионизированы и обладают очень большой электропроводностью, что определяет условия распространения радиоволн и сложные микрофизические процессы, связанные с космическим излучением. Эти слои атмосферы изучаются особой научной дисциплиной, получившей название **аэрономии** (или физики верхней атмосферы).

Для характеристики состояния атмосферы используется ряд метеорологических величин, к которым относятся температура, давление, плотность и влажность воздуха; скорость и направление ветра; количество, высота и толщина облаков; количество осадков; метеорологическая дальность видимости; потоки лучистой энергии и тепла и др.

Кроме метеорологических величин, выделяют еще атмосферные явления. К ним относят: туман, грозу, град, шквал, гололед, пыльную (песчаную) бурю, росу, иней, радугу, полярные сияния и др.

Важная особенность метеорологических величин и явлений состоит в их непрерывном и сравнительно быстром изменении во времени и пространстве. Непрерывно изменяющееся физическое состояние атмосферы у земной поверхности и в нижних 30 – 40 км в данный момент времени, характеризующее совокупностью метеорологических величин и явлений, называется **погодой**.

Изменения погоды у земной поверхности оказывают влияние на очень многие области хозяйственной деятельности и особенно на сельское хозяйство. Погода в более высоких слоях влияет на работу авиации. Атмосферные процессы на разных высотах связаны между собой, поэтому для понимания причин изменения погоды у земной поверхности необходимо изучать всю толщу атмосферы, по крайней мере до 30 – 40 км.

С понятием «погода» тесно связано понятие «климат». В любом месте земли погода в разные годы меняется по-разному. Однако при всех различиях отдельных дней, месяцев и лет, каждую местность можно характеризовать вполне определенным климатом.

Под климатом в узком смысле слова, или локальным климатом, понимают совокупность атмосферных условий за многолетний период, свойственных тому или иному месту в зависимости от его географической обстановки. Под географической обстановкой подразумевается не только положение местности, т.е. широта, долгота и высота над уровнем моря, но и характер земной поверхности, орография, почвенный покров и др. В пределах от нескольких десятков до нескольких сотен лет локальный климат обладает определенной устойчивостью и является одной из физико-географических характеристик местности. Однако локальный климат устойчив, если географическое распределение

климатов на земном шаре, определяемое состоянием глобальной климатической системы, сравнительно мало меняется.

Климатом в широком смысле, или глобальным климатом, называется статистическая совокупность состояний, проходимых системой – атмосфера – океан – суша – криосфера – биосфера за периоды времени в несколько десятилетий. История климатов прошлого показывает, что в масштабах времени от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч лет климатические изменения становятся очень большими. В периоды коренных изменений глобальной климатической системы меняются и локальные климаты.

Главными задачами климатологии являются изучение глобальной климатической системы и прогноз возможных изменений глобального и локального климатов на ближайшее время и далекую перспективу.

1.3. Методы исследования, применяемые в метеорологии

Метеорология, как и другие геофизические науки, широко пользуется физическими методами исследования. Основными из них являются: 1) метод наблюдений, 2) метод эксперимента, 3) теоретический метод.

Метеорологические наблюдения – это инструментальные измерения и визуальные оценки метеорологических величин и явлений. Метеорологические наблюдения над состоянием атмосферы вне приземного слоя и до высот около 40 км носят название аэрологических наблюдений.

Наиболее полные и точные наблюдения производятся в метеорологических и аэрологических обсерваториях. Число таких обсерваторий невелико и высокоточные наблюдения, производимые в небольшом числе пунктов, не могут дать полного представления о состоянии всей атмосферы. По этой причине наблюдения над основными метеорологическими величинами и явлениями

производятся еще примерно на 3500 метеорологических и 750 аэрологических станциях, размещенных по всему земному шару. Метеорологические наблюдения ведутся на этих станциях по единым методикам, с использованием однотипных приборов и в определенные часы суток. Таким образом метеорологические и аэрологические обсерватории и станции образуют в каждой стране и в мировом масштабе единое целое – сеть метеорологических наблюдений.

На наземных метеорологических станциях производятся одновременные (синхронные) наблюдения восемь раз в сутки через три часа, начиная с 00 часов единого гринвичского времени (времени нулевого меридиана). Результаты наблюдений в эти так называемые синоптические сроки немедленно передаются по средствам связи в органы службы погоды, где с их использованием разрабатываются прогнозы погоды. Для предсказания погоды необходимо вести наблюдения постоянно и непрерывно: каждый день и час в атмосфере наблюдаются все новые разнообразные условия, за ходом которых необходимо следить, поскольку прогноз погоды опирается на фактическую погоду в настоящем и прошлом.

Набор измерительных средств, использующихся для наблюдения за состоянием атмосферы и для ее исследования, очень широк: от простейших термометров до зондирующих радиолокационных и лазерных установок и метеорологических искусственных спутников Земли. Широкое использование электроники и, в частности, компьютерной техники существенным образом автоматизирует обработку измерений и ускоряет получение конечных результатов.

Метеорология имеет дело с огромными массивами наблюдений, которые необходимо анализировать для выяснения закономерностей, существующих в атмосферных процессах. Поэтому в метеорологии широко применяются

статистические методы анализа больших массивов информации. Применение мощных современных статистических методов помогает лучше представить факты и обнаружить связи между ними, но эти методы не объясняют фактов и связей.

Поскольку в метеорологии рассматриваются физические явления, их объяснение может быть дано только на основании законов физики. Наиболее совершенный путь для этого – физико-математический анализ. Опираясь на общие законы физики, составляются дифференциальные уравнения, описывающие атмосферные процессы. Затем, используя фактические наблюдения в качестве начальных данных, решают (интегрируют) эти уравнения. По причине большой сложности уравнения решаются обычно численными методами с применением высокопроизводительных компьютеров. Таким путем можно находить количественные закономерности развития атмосферных процессов и прогнозировать их дальнейшее развитие.

В силу чрезвычайной сложности атмосферных процессов невозможно одной системой уравнений описать все встречающиеся в атмосфере движения. Возникает необходимость упрощать уравнения путем построения моделей атмосферы различной сложности, в которых стараются сохранять главные факторы, влияющие на атмосферные движения, и отбрасывать второстепенные совсем или учитывать их в упрощенном виде. Полученная в результате решения этих уравнений модельная картина атмосферных движений сравнивается с фактической, на основании сравнения судят о степени правильности описания реальной атмосферы данной моделью.

Такой метод математического моделирования приобрел в настоящее время широкое распространение как в прогнозировании погоды, так и в теории

климата. Сейчас он является основным инструментом изучения атмосферы и ее взаимодействия с океаном и поверхностью суши.

Во всех странах существуют специальные государственные организации, так называемые метеорологические службы, в состав которых входят государственные сети метеорологических, аэрологических и других специализированных станций, оперативные и научные метеорологические учреждения. Задачами метеорологических служб являются: развитие научных исследований атмосферы, практическое обслуживание народного хозяйства и населения информацией о погоде и климате, составление и распространение прогнозов погоды.

Атмосферные процессы не знают государственных границ. Неблагоприятные условия погоды наносят ущерб хозяйству любой страны, поэтому метеорологические наблюдения и исследования ведутся во всех странах. Существует настоятельная необходимость в обмене метеорологической информацией между странами, в единообразии методики наблюдений и их обработки, унификации форм оперативного обслуживания метеорологической информацией, а, следовательно, в согласовании работы метеорологических служб всего мира. Для этих целей служит старейшая международная организация – Всемирная метеорологическая организация (ВМО). Одной из важнейших ее программ является поддержание на должном уровне функционирования Всемирной службы погоды. Другой важной программой ВМО, учрежденной в 1979 г., является Всемирная климатическая программа, задачами которой являются изучение изменений климата, построение теории климата и его изменений под влиянием естественных и антропогенных факторов, а также возможных последствий для человечества таких изменений.

В настоящее время, когда от человечества требуется единство целей и действий по отношению к природе, международное сотрудничество метеорологов во многом способствует установлению этого единства.

Вопросы к главе 1

1. Что называется атмосферой?
2. Какая наука называется метеорологией?
3. В чем заключается основная задача и практическое значение метеорологии?
4. Что называется климатологией?
5. Что понимается под локальным и глобальным климатом?
6. Что такое погода, какими величинами и явлениями она характеризуется?
7. Что такое метеорологические наблюдения и метеорологическая сеть?
8. Каковы основные методы исследования, применяемые в метеорологии?
9. Каковы задачи национальных метеорологических служб и Всемирной метеорологической организации?

Глава 2.

Воздушная оболочка Земли (общие сведения).

Атмосферное давление, температура воздуха, состав сухого воздуха у поверхности Земли, водяной пар, углекислый газ, озон, газовые и аэрозольные примеси в атмосфере, ионы и электрическое поле атмосферы, изменение состава воздуха с высотой, уравнение состояния сухого воздуха, плотность воздуха, уравнение статики атмосферы, адиабатические изменения состояния воздуха, строение атмосферы, ветер, атмосферная турбулентность и турбулентный обмен, горизонтальная неоднородность тропосферы.

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом. В воздухе во взвешенном состоянии находятся жидкие и твердые частицы. Общая масса частиц незначительна в сравнении со всей массой атмосферы. Как всякий газ, воздух характеризуется давлением, температурой, плотностью и составом.

2.1. Атмосферное давление

Давление (p) есть сила (F), приходящаяся на единицу площади (S), направленная перпендикулярно к ней:

$$p = F / S .$$

Поскольку давление газа обусловлено движением его молекул, то оно зависит от скорости их движения. Известно, что при возрастании температуры и сохранении неизменным объема газа скорости молекулярных движений увеличиваются и, следовательно, растет давление.

Основным прибором для измерения атмосферного давления служит ртутный барометр. В приборе атмосферное давление уравновешивается давле-

нием столба ртути; по изменениям высоты ртутного столба судят об изменениях атмосферного давления. Другие приборы, предназначенные для измерения атмосферного давления (анероиды, барографы и др.), основаны на определении деформаций упругой (пустой внутри) металлической коробки, которые происходят при изменениях внешнего давления на нее. Эти приборы необходимо тарировать (градуировать) по показаниям ртутного барометра.

В Международной системе единиц (СИ) давление измеряется в паскалях (Па). Один паскаль – это давление силой в 1 ньютон (Н), приходящееся на площадь 1 м^2 ($1 \text{ Па} = 1 \text{ Н} \cdot \text{м}^{-2}$). До недавнего времени в метеорологии применялась единица давления, называвшаяся миллибаром (мбар), которая представляет давление силой в 10^3 дин, приходящееся на 1 см^2 ; $1 \text{ мбар} = 100 \text{ Па} = 1 \text{ гПа}$.

Следовательно, один миллибар равен ста паскалям, или одному гектопаскалю. Эта единица давления и принята сейчас в метеорологии.

На практике широко используется внесистемная единица давления – один миллиметр ртутного столба (мм рт. ст.). $1 \text{ мм рт. ст.} = 4/3 \text{ гПа}$. Нормальное атмосферное давление на уровне моря на широте 45° близко к $1013,3 \text{ гПа}$, или 760 мм рт. ст.

2.2. Температура воздуха

Воздух, как и всякое тело, всегда имеет температуру, отличную от абсолютного нуля. Температура воздуха в каждой точке атмосферы со временем непрерывно меняется. Кроме того, в разных местах Земли в одно и то же время она также может существенно различаться.

У земной поверхности наиболее высокое значение температуры, измеренное до сих пор, в тропических пустынях – немного ниже 60°C , а самая низ-

кая температура наблюдалась на антарктической станции «Восток» – около – 90°С.

Температура воздуха, а также почвы и воды в метеорологии в большинстве стран измеряется в единицах СИ, т.е. в градусах Международной температурной шкалы, или шкалы Цельсия (°С). Наряду со шкалой Цельсия широко распространена, особенно в теоретических работах, абсолютная шкала температур, или шкала Кельвина. Нуль этой шкалы соответствует полному прекращению теплового хаотического движения молекул, т.е. самой низкой температуре. По шкале Цельсия это будет -273,15°С. Единица абсолютной шкалы, называемая Кельвином (К), равна единице шкалы Цельсия: 1К = 1°С. По абсолютной шкале температура может быть только положительной. Переход от температуры по Цельсию (t) к температуре по абсолютной шкале (T) осуществляется по формуле

$$T = t + 273,15 .$$

В США, Англии и некоторых странах бывшей Британской империи до сих пор используется температурная шкала Фаренгейта. Переход от шкалы Фаренгейта к шкале Цельсия и наоборот осуществляется по формулам:

$$t^{\circ}C = (5/9)(t^{\circ}F - 32),$$

$$t^{\circ}F = (9/5)t^{\circ}C + 32.$$

2.3 Состав сухого воздуха у поверхности Земли

Воздух представляет собой механическую смесь многих газов, основными из которых являются азот, кислород и аргон. В небольшом количестве в воздухе содержатся гелий, неон, криптон, ксенон, водород и ряд других газов. В результате распада радиоактивных элементов, содержащихся в земной коре, в атмосферу проникают радиоактивные газы, которые в течение некоторого вре-

мени распадаются. Кроме них, в воздухе в переменном количестве постоянно присутствуют водяной пар, углекислый газ, озон, аммиак, метан, различные окислы азота и т.д.

В атмосфере взвешены также жидкие и твердые частицы: капли воды, кристаллы льда, пылинки. Воздух без водяного пара называют **сухим**. Состав сухого воздуха, очищенного от взвешенных частиц, одинаков на всем земном шаре и остается постоянным до высоты примерно 25 км. В нем содержится (по объему): азота 78,08%, кислорода 20,95%, аргона 0,93%. Все остальные газы, входящие в состав сухого воздуха, занимают лишь 0,03% его объема.

Современный состав атмосферы установился несколько сотен миллионов лет назад. Сформировавшийся в природе круговорот атмосферных газов способствовал тому, что газовый состав атмосферы оставался неизменным до тех пор пока резко не возросла производственная деятельность человека. В результате производственной деятельности человека в атмосферу выбрасывается огромное количество химических веществ. Многие из них по составу тождественны постоянным компонентам атмосферного воздуха. Естественные процессы генерации и потребления этих веществ стабилизированы таким образом, что общее содержание газов в атмосфере не меняется. Однако под влиянием деятельности человека увеличивается содержание в атмосфере некоторых газов, например сернистого или диоксида серы (SO_2), угарного (CO) и различных окислов азота. В настоящее время в атмосферу поступает большое количество газов, которых не было в ее составе раньше, например некоторые хлорфторуглеводороды, в том числе фреоны. В связи с этим природные процессы «самоочищения» в ряде случаев не справляются со своей задачей и в атмосфере происходит глобальный рост концентрации некоторых газов. Так, по данным на-

блюдений с середины XIX в. до конца XX в. глобальное содержание CO_2 увеличилось более чем на 15%. Кроме общего фонового увеличения содержания диоксида углерода, наблюдаются и локальные увеличения объемного содержания CO_2 в промышленных центрах, в крупных городах и т.д., где его содержание может достигать 0,1 – 0,2%.

2.4. Водяной пар в атмосфере

Во влажном воздухе у земной поверхности содержание водяного пара составляет в среднем от 0,2% в полярных широтах до 2,5% у экватора, а в отдельных случаях колеблется почти от нуля до 4%. Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу путем испарения с водных поверхностей и влажной почвы, а также в результате транспирации растениями. При этом в разных местах и в разное время он поступает в атмосферу в различных количествах. От земной поверхности он распространяется вверх, а воздушными течениями переносится из одних мест Земли в другие.

Количество водяного пара в данном объеме атмосферы не может возрастать бесконечно. Для каждого значения температуры существует предельно возможное количество водяного пара. Когда такое количество достигнуто, то водяной пар называют **насыщающим** (или **насыщенным**), а воздух, содержащий его, насыщенным. В этом случае в рассматриваемом объеме возникает состояние насыщения, которое обычно достигается при понижении температуры воздуха. Если состояние насыщения достигнуто, а температура продолжает понижаться, часть водяного пара становится избыточной и конденсируется, т.е. переходит в жидкое или твердое состояние. В воздухе возникают водяные капли или ледяные кристаллы облаков или туманов. В одних случаях они снова испаряются, в других – капли и кристаллы облаков, укрупняясь, могут выпасть

на земную поверхность в виде осадков. Горизонтальный и вертикальный перенос водяного пара, испарение и конденсация, а также выпадение осадков приводят к тому, что содержание водяного пара в каждом объеме атмосферы непрерывно меняется.

С водяным паром в воздухе и с его переходами из газообразного состояния в жидкое и твердое связаны важнейшие процессы погоды и особенности климата. Наличие водяного пара в атмосфере существенно сказывается на тепловых условиях атмосферы и земной поверхности. Водяной пар сильно поглощает длинноволновую инфракрасную радиацию, которую излучает земная поверхность. В свою очередь, он сам излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и нижних слоев воздуха. На испарение воды с земной поверхности затрачивается большое количество тепла. При конденсации водяного пара в атмосфере и часто в местах весьма удаленных от района испарения, это тепло отдается воздуху. Облака, возникающие в результате конденсации, отражают и поглощают солнечную радиацию на ее пути к земной поверхности. Осадки, выпадающие из облаков, являются важнейшим элементом погоды и климата.

Содержание водяного пара в воздухе называют **влажностью воздуха**. Характеристик влажности довольно много, но наиболее употребительными являются парциальное давление водяного пара и относительная влажность.

Водяной пар, как всякий газ, создает определенное давление. Давление водяного пара e пропорционально его плотности (массе в единице объема) и его абсолютной температуре. Оно выражается в тех же единицах, что и давление воздуха, т.е. в гектопаскалях.

Давлением водяного пара в состоянии насыщения E называют **давление насыщенного водяного пара**. Это максимальное давление водяного пара, возможное при данной температуре. Оно определяется эмпирической формулой Магнуса:

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}},$$

где $E_0=6,107$ гПа – давление насыщенного пара при температуре $t=0^\circ\text{C}$.

Давление насыщенного водяного пара над чистой водой и над льдом отличаются. Для давления насыщенного водяного пара над чистой водой коэффициенты в формуле Магнуса следующие: $a = 7,6326$, $b = 241,9$; для давления насыщенного водяного пара над льдом $a = 9,5$, $b = 265,5$.

Очень часто воздух содержит водяного пара меньше, чем нужно для его насыщения при данной температуре. Степень близости воздуха к состоянию насыщения характеризуют относительной влажностью. Относительной влажностью называют отношение фактического парциального давления водяного пара e , содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного водяного пара E при температуре этого воздуха, выраженное в процентах, т.е.

$$f = (e / E) \cdot 100\% .$$

Например, при температуре 20°C давление насыщенного пара $E = 23,4$ гПа. Если фактическое давление водяного пара в воздухе $e = 11,7$ гПа, то относительная влажность воздуха $f = (11,7:23,4) \cdot 100\% = 50\%$.

Давление водяного пара у земной поверхности на земном шаре меняется от сотых долей гектопаскаля при очень низких температурах зимой в Антарктиде и Якутии до 35 гПа и более у экватора. Чем воздух теплее, тем больше водяного пара может он содержать в состоянии насыщения и тем больше может

быть в нем давление водяного пара. Относительная влажность воздуха, очевидно, может принимать все значения: от нуля в случае сухого воздуха ($e=0$) до 100% при состоянии насыщения ($e = E$).

2.5. Углекислый газ в атмосфере

Углекислый газ (CO_2) является одной из важнейших переменных составных частей воздуха. Он поступает в атмосферу главным образом при вулканических извержениях, а также в результате гниения и разложения органических веществ, в процессе дыхания животных и растений и при сжигании топлива. Расходуется углекислый газ на питание растений. Содержание его в атмосфере составляет по объему 0,037%. Он хорошо поглощает и излучает длинноволновую лучистую энергию.

Содержание углекислого газа в воздухе изменяется в зависимости от широты, местных условий, времени суток и года. В высоких широтах его меньше, чем в умеренных; над океаном меньше, чем над сушей; в дневные часы меньше, чем в ночные.

Основным регулятором концентрации углекислого газа служит океан. В океане его примерно в 100 раз больше, чем в атмосфере. Это объясняется тем, что растворимость CO_2 в воде во много раз выше, чем других атмосферных газов. В результате обмена углекислым газом устанавливается динамическое равновесие между поступлением его из воздуха в воду и из воды в воздух. При этом концентрация CO_2 , растворенного в воде, прямо пропорциональна концентрации CO_2 , содержащегося в воздухе.

Растворимость газов в воде зависит от ее температуры. Холодные моря и океаны умеренных и высоких широт поглощают примерно столько же CO_2 , сколько его выделяют в атмосферу теплые моря и океаны тропиков.

В биосфере в процессе фотосинтеза поглощается столько же CO_2 , сколько выделяется при дыхании живых организмов и разложении органических веществ. Сезонные изменения интенсивности фотосинтеза растений приводят к сезонным колебаниям концентрации CO_2 в нижней тропосфере, при этом максимум концентрации отмечается весной, а минимум осенью. Амплитуда этих колебаний составляет 2 – 3% среднего годового значения. В процессе фотосинтеза за год поглощается примерно 5% среднего содержания в атмосфере и столько же выделяется в атмосферу. Океан поглощает и отдает обратно в атмосферу около 20% CO_2 .

По оценкам многих ученых, за последние 80 – 90 лет глобальное количество углекислого газа увеличилось (по объему) более чем на 10% (примерно от 0,029% в 1900 г. до 0,036% в 1992 г.). Локальные концентрации углекислого газа в отдельных случаях могут достигать 0,1 – 0,2%. Таким образом, в текущем столетии происходило непрерывное увеличение содержания углекислого газа в атмосфере.

2.6. Озон в атмосфере

Среди газов, входящих в состав воздуха, исключительно большую роль играет озон, представляющий собой трехатомный кислород O_3 . Образование озона в нижних слоях атмосферы происходит под влиянием грозных разрядов, а также окисления некоторых органических веществ, но в чистой атмосфере у земной поверхности озон содержится в ничтожных количествах. В основном он образуется в слоях атмосферы от 15 до 70 км, где, поглощая квант ультрафиолетовой радиации, часть двухатомных молекул кислорода разлагается на атомы, некоторые атомы присоединяются к сохранившимся молекулам кислорода, образуя трехатомные молекулы озона. Одновременно происходит и об-

ратный процесс – превращение озона в обычный двухатомный кислород. Максимальное содержание озона в полярных областях наблюдается на высотах 15 – 20 км, в умеренных широтах – 20 – 25 км и в тропических и субтропических широтах – на высотах 25 – 30 км; выше содержание озона убывает и на высоте 70 км сходит на нет. Возрастание содержания озона с высотой практически не сказывается на доле азота и кислорода, так как в сравнении с ними озона и в верхних слоях очень мало. Если бы можно было сосредоточить весь атмосферный озон под нормальным давлением, он образовал бы слой около 3 мм толщиной. Это так называемая приведенная толщина озона, которая служит мерой общего его содержания. Но и в таком ничтожном количестве озон имеет большое значение по двум причинам. Во-первых, сильно поглощая коротковолновую радиацию Солнца, энергия которой составляет 3,0% всей солнечной энергии, озон повышает температуру воздуха на высотах 30-55 км. Во-вторых, почти целиком поглощая ультрафиолетовую солнечную радиацию, озон защищает живые организмы на Земле от ее вредного и даже губительного воздействия.

В последнее время вопрос об изменении в атмосфере количества озона приобрел особую остроту в связи с выбросами в атмосферу различных химических веществ антропогенного происхождения, в особенности фреонов. Полагают, что выброс в атмосферу оксидов азота с выхлопными газами высотной авиации и проникновение в верхние слои атмосферы фреонов могут привести к разрушению слоя озона, что может иметь пагубные биологические последствия. Кроме того, стало ясно, что озон образуется и при некоторых фотохимических реакциях в нижних слоях атмосферы при их загрязнении, что подтверждается ростом концентрации озона в этих слоях.

2.7. Газовые и аэрозольные примеси

Кроме упомянутых выше атмосферных газов, в воздухе находятся:
а) другие газы; б) жидкие и в) твердые частицы как естественного, так и антропогенного происхождения. Твердые и жидкие частицы самого разнообразного происхождения и различного состава называются **аэрозолями**.

К твердым аэрозолям естественного происхождения относятся:

- вулканическая пыль и тонкий пепел, выбрасываемые во время извержений;
- частицы дыма, образующиеся при лесных и торфяных пожарах;
- частицы пыли почвенного (кремнезем, оксиды алюминия и железа, соли кальция) и органического происхождения, поднятые ветром с земли;
- космическая пыль, попадающая в атмосферу из межпланетного пространства, а также возникающая при сгорании метеоров в атмосфере.

К жидким аэрозолям естественного происхождения относятся капельки морской соли, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды во время волнения.

Кроме того, в атмосферу выбрасываются пыльца и споры растений, а также бактерии.

К аэрозолям антропогенного происхождения относятся частицы дыма, сажи, золы, попадающие в атмосферу при сжигании топлива и работе промышленных предприятий, а также частицы почвы, поднятые ветром при распаивании земель.

Наряду с прямым выбросом значительная масса аэрозолей является продуктом превращения из газовых примесей, попадающих в атмосферу тем или иным образом. Основными составляющими газового загрязнения атмосферы

являются: диоксид серы (SO_2), оксид углерода (CO), диоксид углерода (CO_2), нитраты (NO_x), сероводород (H_2S), углеводороды выхлопных газов автомобилей, аммиак (NH_3), радиоактивные отходы атомных станций.

Вследствие соединения ряда газов, в особенности SO_2 и оксидов азота с кислородом, водяным паром и т.д., под влиянием фотохимических и других реакций образуются вещества, которые переходят в твердое или жидкое состояние. По существующим оценкам, в сумме от всех источников в атмосферу выбрасывается аэрозолей 2,3 млрд т/год с возможным разбросом $\pm 1,4$ млрд т/год, причем значительная часть аэрозолей возникает в результате превращений в атмосфере. Следует отметить, что количество аэрозолей, возникающих из газовых примесей антропогенного происхождения, в несколько раз превышает их прямой выброс. Лишь небольшую часть из перечисленных примесей составляют крупные частицы радиусом более 5 мкм, например пыль, а почти 95% частиц имеют значительно меньшие размеры, поэтому они могут длительное время удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии.

Удаляются аэрозоли из атмосферы главным образом при выпадении осадков, прилипая и присоединяясь к каплям воды и снежинкам. В настоящее время особую опасность приобрел процесс: газовый выброс \Rightarrow аэрозоль \Rightarrow вымывание осадками. Например, от сгорания угля и нефти в атмосферу выбрасывается (170 ± 40) млн т SO_2 в год. Попадая в атмосферу, эти и другие газы в результате различных реакций вместе с присутствующими в атмосфере молекулами водяного пара образуют частицы кислот: серной (H_2SO_4), соляной (HCl), фтористоводородной (HF), азотной (HNO_3) и т.д. Эти кислоты затем вымываются из атмосферы осадками, образуя так называемые кислотные дожди, оказывающие губительное действие на жизнь в озерах и морях, на леса и т.п.

Все аэрозоли в наибольшем количестве содержатся в нижних слоях атмосферы, поскольку их основные источники расположены на земной поверхности. Особенно загрязнен ими воздух больших городов, где кроме вредных газовых примесей на каждый кубический сантиметр воздуха приходится десятки тысяч аэрозольных частиц. В сельской местности количество аэрозольных частиц в приземном воздухе составляет в среднем тысячи частиц в кубическом сантиметре, а над океанами – лишь сотни.

С высотой число взвешенных в воздухе частиц быстро убывает: на высотах 5 – 10 км их всего десятки на кубический сантиметр. Однако в атмосфере имеется второй максимум концентрации аэрозолей (1 – 10 в 1 см³) на высотах 18 – 25 км в тропиках и 14 – 20 км у полюсов. Эти аэрозоли образуются в результате окисления некоторых газов, содержащих серу, состоят в основном из мельчайших капель серной кислоты (75%) и формируют так называемый слой Юнге толщиной около 10 км. Благодаря большой устойчивости слоя Юнге содержащиеся в нем аэрозоли заметно ослабляют проходящую через них солнечную радиацию, рассеивая ее и увеличивая этим отражательную способность системы земля – атмосфера.

Количество бактерий в атмосфере колеблется от нескольких единиц на кубический метр воздуха в центральных частях океанов до тысячи и десятков тысяч в таком же объеме воздуха в больших городах. От количества и характера аэрозольных примесей зависят явления поглощения и рассеяния электромагнитной радиации в атмосфере, т.е. ее большая или меньшая прозрачность для радиации, по этой причине аэрозоли могут влиять на состояние климата. Наличие взвешенных частиц обуславливает в атмосфере ряд оптических явлений, свойственных коллоидным растворам. Наиболее крупные аэрозольные части-

цы, обладающие гигроскопическими свойствами, играют в атмосфере роль ядер конденсации, т.е. центров, к которым присоединяются молекулы водяного пара, образуя водяные капли. Самое опасное загрязнение воздуха создают предприятия атомной промышленности. В результате атмосферных и наземных ядерных взрывов, а также аварий на объектах атомной промышленности в атмосферу поступает большое количество различных радиоактивных веществ, которые могут оставаться в атмосфере на протяжении десятилетий.

Аэрозольные примеси легко переносятся воздушными потоками на большие расстояния. Например, пыль, поднятая над Сахарой, достигает Центральной Америки; дым лесных пожаров в Канаде переносился сильными воздушными течениями на высотах 8-13 км через Атлантику к берегам Европы; дым и пепел больших вулканических извержений неоднократно разносились на огромные расстояния, окутывая весь земной шар; радиоактивные продукты, попадающие в атмосферу при ядерных взрывах или по другим причинам, также распространяются над огромными пространствами земного шара.

В отличие от пылинок, водяные капли и ледяные кристаллы возникают в самой атмосфере при конденсации водяного пара. Очень разреженные водяные капли и ледяные кристаллы вызывают некоторое помутнение воздуха, придают ему синеватый или сероватый цвет. Это явление называется **дымкой**. Более плотные скопления капель и (или) кристаллов образуют туманы и **облака**. Капли облаков имеют радиус от единиц до десятков микрометров. В кубическом сантиметре воздуха облака над сушей содержится от нескольких сотен до тысяч капель размером от 3 – 4 до 20 – 30 мкм. Это значит, что на 1 м³ облачного воздуха приходится от долей грамма до нескольких граммов жидкой воды. Кристаллы льда в облаках также в большинстве очень мелкие, поэтому облака

могут длительно удерживаться в воздухе во взвешенном состоянии вследствие его сопротивления и восходящих движений. Рассеиваются облака вследствие испарения капель и кристаллов. Но в них может происходить и обратный процесс – укрупнение облачных элементов, которые, достигнув определенных размеров, начинают выпадать из облаков в виде осадков – капель дождя кристаллов снега и др. В пределах нижних 10 – 15 км облака наблюдаются на разных высотах, причем с высотой водность облаков, т.е. содержание в них жидкой воды на единицу объема, в среднем убывает.

Облакоподобные скопления капель и (или) кристаллов, начинающиеся от самой земной поверхности, называют **туманом**.

2.8. Ионы и электрическое поле атмосферы

Часть молекул атмосферных газов и частиц атмосферного аэрозоля несет электрические заряды. Заряженные частицы называются **ионами**. В атмосфере постоянно образуются электрически заряженные молекулы, называемые **легкими ионами**, которые могут оседать на частичках пыли, взвешенных в атмосфере, образуя более крупные **тяжелые ионы** с массами, во много сотен раз большими, чем масса легких ионов. Водяные капли и ледяные кристаллы, образующиеся на ионах как на ядрах конденсации, также могут иметь электрические заряды.

У поверхности земли в 1 см^3 воздуха в среднем содержится несколько сотен легких ионов и от нескольких сотен до десятков тысяч тяжелых. С высотой содержание ионов увеличивается и в высоких слоях атмосферы достигает нескольких миллионов. Особенно быстрый рост числа заряженных частиц начинается примерно выше 70 км, где начинается **ионосфера**, в которой присутствуют в основном заряженные атомы кислорода, гелия и водорода и свобод-

ные электроны. Наряду с непрерывной ионизацией верхней атмосферы происходит также рекомбинация свободных электронов и ионов так, что в каждый момент времени имеется тенденция к установлению равновесия между образованием и исчезновением электронно-ионных пар. Благодаря наличию ионов атмосфера, особенно в высоких слоях, обладает некоторой электропроводностью.

В ионосфере наблюдаются полярные сияния и близкое к ним по природе свечение ночного неба – постоянная люминесценция атмосферного воздуха, а также резкие колебания магнитного поля – ионосферные магнитные бури. На очень больших высотах движение заряженных частиц определяется земным магнитным полем (геомагнитным полем). Эта область называется **магнитосферой**. Внешняя граница геомагнитного поля, расположенная на расстоянии порядка 10 земных радиусов (± 60000 км), называется **магнитопаузой**. Колебания магнитного поля в ионосфере и магнитосфере и полярные сияния зависят от колебаний солнечной активности, влияющих на интенсивность потока корпускулярной радиации, которая идет от Солнца в земную атмосферу.

В атмосфере преобладают положительные электрические заряды, поэтому суммарный заряд атмосферы положительный и растет с высотой. Сама земная поверхность также обладает электрическим зарядом в сумме отрицательным. Следовательно, атмосфера обладает электрическим полем, в каждой точке которого есть то или иное значение потенциала. Изменение потенциала поля на единицу расстояния характеризует напряженность электрического поля и измеряется в вольтах на метр (В/м).

В приземном слое атмосферы напряженность поля при ясной погоде в среднем для всего земного шара равна около 100 В/м. В промышленных рай-

онах с сильно загрязненным воздухом она значительно больше. Напряженность поля сильно меняется и даже может изменить знак во время выпадения осадков. С высотой напряженность поля уменьшается и достигает нуля в ионосфере, где проводимость воздуха достаточна для выравнивания разностей потенциалов.

Благодаря ионизации атмосферы существует перенос электричества (ток проводимости) от положительно заряженной атмосферы к отрицательно заряженной земной поверхности. Перенос положительных зарядов к земной поверхности должен был бы в конце концов нейтрализовать заряд земной поверхности, однако этого не происходит из-за наличия в атмосфере такого явления как **грозы**.

В грозовых облаках происходит сильная электризация облачных элементов и разделение положительных и отрицательных зарядов по отдельным частям облака. При этом в облаках, а также между облаками и землей возникают огромные разности потенциалов, при которых напряженность поля достигает десятков тысяч вольт на метр. В связи с этим в атмосфере возникают искровые электрические разряды-молнии как в облаках, так и между облаками и Землей. При напряженности поля, направленной вверх, молнии могут переносить к земной поверхности очень большие отрицательные заряды, которые и компенсируют потерю отрицательного заряда земной поверхностью в спокойную погоду.

2.9. Изменение состава воздуха с высотой

Многочисленные и тщательные исследования состава атмосферного воздуха различными средствами показали, что процентное содержание составных частей сухого воздуха в нижних 100 км с высотой практически не изменя-

ется. Это означает, что там воздух, находящийся в постоянном движении, так хорошо перемешивается по вертикали, что атмосферные газы не расслаиваются по плотности, как это было бы в условиях неподвижной атмосферы. Этот слой атмосферы, толщиной 100 км, получил название **гомосферы**. Выше 100 км начинается расслоение газов по плотности, и оно постепенно увеличивается с высотой. Однако процесс разделения газов осложняется диссоциацией молекул на атомы под влиянием коротковолнового (ультрафиолетового) солнечного излучения. В слое от 100 до 200 км преобладающим газом атмосферы остается молекулярный азот N_2 . Что касается молекулярного кислорода, то процесс его превращения в атомарный начинается на высоте 20 км, на высоте 100 км оно достигает максимума, а на высоте 200 км число атомов кислорода сравнивается с числом молекул азота. Гравитационное разделение в чистом виде происходит только с благородными газами – аргоном и гелием.

В нижних слоях аргона содержится в 1700 раз больше, чем гелия, выше 200 км аргона уже нет, а содержание гелия на высоте 1000 км только в три раза меньше, чем у поверхности Земли. Выше 1000 км атмосфера состоит главным образом из гелия и водорода в атомарном состоянии. На этих высотах начинает приобретать большое значение процесс ускользания легких газов из земной атмосферы в мировое пространство. Выше 1500 км в годы минимума солнечной активности атмосфера состоит из водорода, а в годы максимума активности – преимущественно из гелия. Таким образом, вся внешняя часть атмосферы (выше 100 км) характеризуется непрерывным изменением состава как по слоям, так и во времени. Поэтому эта часть атмосферы носит название **гетеросферы**.

В отличие от составляющих сухого воздуха процентное содержание водяного пара в воздухе изменяется с высотой, начиная с самых нижних слоев.

Водяной пар постоянно поступает в атмосферу снизу от земной поверхности. Распространяясь вверх, он конденсируется, поэтому давление и плотность водяного пара убывают с высотой быстрее, чем давление и плотность остальных газов воздуха. Общая плотность воздуха становится вдвое меньше, чем у земной поверхности, на высоте 5 – 6 км, а плотность водяного пара убывает вдвое в среднем уже на высоте 1,5 – 2 км. На высоте 5 – 6 км давление водяного пара, а следовательно, его содержание в воздухе в 10 раз меньше, чем у земной поверхности, а на высоте 10 – 12 км – в 100 раз меньше. Таким образом, выше 10 – 15 км содержание водяного пара в воздухе ничтожно мало.

2.10. Уравнение состояния сухого воздуха

Основными величинами, характеризующими физическое состояние газа, являются его давление, температура и плотность. Эти величины не независимы одна от другой. Газы сжимаемы, поэтому их плотность меняется в широких пределах в зависимости от давления и температуры. Связь между давлением, температурой и плотностью для идеальных газов устанавливается уравнением состояния газов. Для единицы массы газа его можно записать

$$pv = RT, \quad (2.1)$$

где p – давление; v – удельный объем, т.е. объем единицы массы газа; T – температура по абсолютной шкале; R – удельная газовая постоянная, зависящая от природы газа. Учитывая, что плотность $\rho = 1/v$, уравнение (2.1) для единицы объема можно записать:

$$\rho = p/RT \quad \text{или} \quad p = R\rho T \quad (2.2)$$

При температурах и давлениях, встречающихся в атмосфере, основные газы, составляющие воздух, ведут себя как идеальные. Поэтому уравнение со-

стояния газов с достаточным приближением применимо и к сухому воздуху, и к водяному пару, и к влажному воздуху. В каждом случае будет свое значение удельной газовой постоянной R .

2.11. Плотность воздуха

Плотность – это масса в единице объема. В метеорологии плотность воздуха не измеряется, она вычисляется с помощью уравнения состояния газов по измеренным значениям давления p и температуры T . Зная удельную газовую постоянную сухого воздуха $R_d = 287,05 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot \text{К})$, плотность сухого воздуха легко вычисляется по формуле:

$$\rho_d = p / R_d T. \quad (2.3)$$

Плотность влажного воздуха равна плотности сухого воздуха плюс плотность водяного пара и описывается уравнением состояния сухого воздуха, но только с заменой истинной температуры на виртуальную.

$$\rho = p / R_d T_v. \quad (2.4)$$

Виртуальная температура влажного воздуха (T_v) – это температура, которую должен был бы иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности данного влажного воздуха с температурой T , давлением p и давлением пара e . Виртуальная температура всегда несколько выше истинной температуры и описывается выражением

$$T_v = T(1 + 0,378e/p). \quad (2.5)$$

Из формул 2.3 – 2.5 видно, что при одинаковых p и T влажный воздух несколько менее плотен, чем сухой, поскольку плотность водяного пара меньше плотности сухого воздуха.

2.12. Уравнение статики атмосферы

Предположим, что воздух не перемещается в горизонтальном и вертикальном направлениях. Выясним, по какому закону меняется давление с высотой в таком покоящемся воздухе.

Вырежем мысленно в атмосфере вертикальный столб воздуха с поперечным сечением, равным 1 м^2 , и направим ось z по вертикали вверх (рис. 2.1). Выделим в этом столбе тонкий слой воздуха, ограниченный снизу плоскостью на высоте z , а сверху – плоскостью на высоте $z + dz$, толщина слоя, таким образом, равна dz . На нижнюю поверхность выделенного элементарного объема смежный воздух действует с силой давления, направленной снизу вверх. Модуль этой силы, действующей на рассматриваемую поверхность площадью, равной единице, и будет давлением p на этой поверхности. На верхнюю поверхность элементарного объема смежный воздух действует с силой давления, направленной сверху вниз. Модуль этой силы $p + dp$ есть давление на верхнюю поверхность. Это давление отличается от давления на нижней поверхности на малую величину dp , причем заранее неизвестно, будет ли dp положительным или отрицательным, т.е. будет ли давление на верхней поверхности выше или ниже, чем на нижней.

Силы давления, действующие на боковые стенки выделенного объема, уравновешиваются силами давления, действующими изнутри, поскольку рассматривается покоящаяся атмосфера.

Воздух в рассматриваемом элементарном объеме кроме сил давления испытывает влияние силы тяжести, которая направлена вниз и равна ускорению свободного падения g , умноженному на массу воздуха во взятом объеме. Масса воздуха, содержащаяся во взятом объеме, равна произведению плотно-

сти воздуха ρ на объем $1 \text{ м}^2 dz$. Таким образом, сила тяжести, действующая на выделенный объем воздуха, равна $g\rho dz$.

Поскольку рассматривается покоящийся воздух, то это значит, что равновесие существует и в вертикальном направлении, т.е. взятый объем воздуха не имеет ни какого ускорения ни по горизонтали, ни по вертикали и, таким образом, остается на одном и том же уровне, несмотря на наличие веса. Сила давления $p + dp$ и сила тяжести g направлены вниз, т.е. против направления (отрицательны). Сила давления p направлена вверх, т.е. по направлению (положительна). Сумма всех трех сил есть равнодействующая, которая в нашем случае равна нулю. Таким образом,

$$-(p + dp) + p - g\rho dz = 0 \quad (2.6)$$

или

$$dp = -g\rho dz \quad (2.7)$$

Отсюда следует, что при положительном приросте высоты ($dz > 0$) прирост давления отрицательный, $dp < 0$, т.е. с высотой атмосферное давление падает. При этом разность давлений на нижней и верхней границах рассматриваемого элементарного объема равна силе тяжести, действующей на воздух в этом объеме.

Уравнение (2.7) носит название **основного уравнения статики атмосферы**. Оно показывает, как меняется давление при малом приросте высоты.

Основное уравнение статики можно представить в виде:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g = 0. \quad (2.8)$$

Величина $-dp/dz$ (падение давления на единицу прироста высоты) называется **вертикальным градиентом давления**, или **вертикальным барическим гра-**

диентом. Из уравнения (2.8) следует, что основное уравнение статики выражает условие равновесия между двумя силами, действующими на единицу массы воздуха по вертикали, – вертикальным барическим градиентом и силой тяжести.

Дифференциальная форма уравнения статики позволяет выполнять расчет изменения давления только для малых приращений высоты, при которых плотность можно считать приближенно постоянной в рассматриваемом слое. На практике всегда необходимо иметь данные о распределении давления в слоях конечной толщины, для этого нужно уравнение (2.7) проинтегрировать в пределах от одного уровня z_1 с давлением p_1 до вышележащего уровня z_2 с давлением p_2 .

Выразив плотность воздуха ρ с помощью уравнения состояния (2.4) через давление p и виртуальную температуру T_v и подставив в уравнение (2.7), получим

$$dp = -\frac{gp}{R_d T_v} dz \quad (2.9)$$

или

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T_v} dz. \quad (2.10)$$

Возьмем определенные интегралы от обеих частей уравнения (2.10), полагая g независимым от высоты и вынося постоянные величины g и R_d за знак интеграла. Тогда

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T_v} \quad (2.11)$$

или

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T_v}. \quad (2.12)$$

Температура T_v меняется с высотой. В атмосфере характер изменения температуры с высотой, как правило, не может быть выражен какой-либо простой функцией высоты. Однако можно определить среднее значение температуры T_m между уровнями z_1 и z_2 , а затем вынести среднее значение за знак интеграла. Тогда

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R_d T_m} \int_{z_1}^{z_2} dz. \quad (2.13)$$

Взяв интеграл в правой части, можно написать

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{R_d T_m} (z_2 - z_1). \quad (2.14)$$

Потенцируя, получим

$$p_2 = p_1 \exp\left(-\frac{g(z_2 - z_1)}{R_d T_m}\right). \quad (2.15)$$

Эти уравнения представляют собой интеграл основного уравнения статики атмосферы. Его называют еще **барометрической формулой**. Формула показывает, как меняется атмосферное давление с высотой в зависимости от температуры воздуха при наличии силы тяжести.

Анализ основного уравнения статики позволяет уяснить физический смысл атмосферного давления. Атмосферное давление на любом уровне равно весу столба воздуха единичного сечения, простирающегося над данным уровнем. Следует отметить, что хотя основное уравнение статики атмосферы выводится в предположении равновесия воздуха по вертикали и горизонтали, оно с

большой точностью выполняется и при более общих условиях. Например, крупномасштабные горизонтальные движения воздуха происходят таким образом, что основное уравнение статики выполняется с большой степенью точности.

С помощью барометрической формулы можно решить следующие задачи:

1) приведения давления от одного уровня к другому, т.е., зная давление на одном уровне, разность высот и среднюю температуру слоя, найти давление на другом уровне;

2) барометрического нивелирования, т.е., зная давление на двух уровнях и среднюю температуру столба воздуха, найти высоту превышения одного уровня над другим;

3) определения средней температуры слоя, т.е., зная давление на двух уровнях и расстояние между ними, найти среднюю температуру столба воздуха, расположенного между уровнями.

Наиболее точная формула, используемая для барометрического нивелирования, – формула Лапласа. Она получена для влажного воздуха с учетом изменения ускорения свободного падения с широтой и высотой. В метеорологии в большинстве задач используется барометрическая формула реальной атмосферы. Она имеет вид

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha t_m) \lg p_1 / p_2, \quad (2.16)$$

где t_m – средняя температура слоя между p_1 и p_2 , °C; $\alpha = 1/273$ – термический коэффициент объемного расширения газа; $B = 18400$ м – барометрическая постоянная.

Для небольшого перепада высот используется формула Бабинэ:

$$h = z_2 - z_1 = 8000 \frac{2(p_H - p_B)}{p_H + p_B} (1 + \alpha t_m), \quad (2.17)$$

где p_H – давление на нижнем уровне z_1 , а p_B – давление на верхнем уровне z_2 .

Быстрые расчеты, связанные с изменением давления с высотой, выполняются с помощью так называемой барической ступени. Основное уравнение статики может быть записано и в следующем виде:

$$-(dz / dp) = (R_d T_m) / (gp). \quad (2.18)$$

Выражение $-(dz / dp)$ называется **барической (барометрической) ступенью**.

Следовательно, барическая ступень – это приращение высоты, в пределах которого давление падает на единицу. Барическая ступень – величина, обратная вертикальному барическому градиенту. Из формулы (2.18) видно, что барическая ступень прямо пропорциональна температуре воздуха и обратно пропорциональна давлению. При одном и том же давлении барическая ступень тем больше, чем выше температура. Чем больше высота и ниже давление, тем больше барическая ступень.

При температуре 0°C и давлении 1000 гПа значение барической ступени равно 8 м/гПа. Таким образом, у поверхности Земли нужно подняться примерно на 8 м, чтобы давление уменьшилось на 1 гПа. На высоте 5 км, где давление близко к 500 гПа, при той же температуре 0°C значение барической ступени составит уже 16 м/гПа.

Из барометрической формулы можно сделать еще один вывод: давление убывает примерно в геометрической прогрессии, если высота возрастает в арифметической прогрессии.

Давление меняется не только с высотой. Оно меняется и от места к месту на одном и том же уровне, т.е. оно не везде одинаково. Кроме того, в каждой

точке атмосферы давление непрерывно меняется с течением времени. Постоянно меняется и распределение его во всей атмосфере. Ясно, что изменения давления в любой точке связаны с изменениями всей массы воздуха над этой точкой, а изменения массы воздуха, в свою очередь, обусловлены движением воздуха.

Знание атмосферного давления по всему земному шару позволяет рассчитать общую массу атмосферы. Если учесть реальное распределение давления на поверхности Земли с учетом рельефа, то масса атмосферы $M_{\text{атм}} = 5,157 \cdot 10^{15}$ т. Масса Земли составляет $M_3 = 5,98 \cdot 10^{21}$ т. Следовательно, $M_{\text{атм}}/M_3 \cong 0,86 \cdot 10^{-6}$, т.е. масса атмосферы примерно в миллион раз меньше массы земного шара.

2.13. Адиабатические изменения состояния воздуха в атмосфере

Из множества процессов, которые переводят газ из одного состояния (с одними величинами p, T, ρ) в другое (с другими величинами p, T, ρ), особенно важное значение для атмосферы имеет адиабатический процесс. **Адиабатическим** называется процесс, протекающий без теплообмена с окружающей средой, – в нашем случае с окружающей атмосферой, земной поверхностью и мировым пространством. Строго адиабатических процессов в атмосфере нет, однако из-за плохой теплопроводности воздуха и почти полной прозрачности атмосферы для прямой солнечной радиации можно принять, что быстропротекающие атмосферные процессы происходят без теплообмена с окружающим воздухом.

В применении к сухому и ненасыщенному влажному воздуху первое начало термодинамики гласит, что приток тепла к единице массы воздуха dQ расходуется на увеличение внутренней энергии газа ($du = c_v dT$), что выражается

в увеличении температуры, и на совершение механической работы против внешних сил давления при расширении рассматриваемого объема газа: $dw = pdv$, где dv – приращение удельного объема. Таким образом, для единицы массы воздуха можно записать:

$$dQ = c_v dT + pdv, \quad (2.19)$$

где dT – увеличение абсолютной температуры; c_v – удельная теплоемкость воздуха при постоянном объеме. Если процесс происходит адиабатически, то и уравнение (2.19) примет вид

$$-c_v dT = pdv. \quad (2.20)$$

Следовательно, если некоторая масса воздуха расширяется адиабатически, то она выполняет работу против внешних сил давления, которая производится за счет уменьшения внутренней энергии. Это выражается в понижении температуры, вместе с которой падает и давление. Адиабатическое сжатие газа происходит за счет работы внешних сил давления, которая увеличивает внутреннюю энергию и тем самым нагревает воздух, одновременно растет и давление.

Закон, по которому происходят адиабатические изменения состояния в идеальном газе, с достаточной точностью применим к сухому, а также к влажному ненасыщенному воздуху. Этот закон выражается уравнением сухоадиабатического процесса, или уравнением Пуассона.

Для того чтобы вывести это уравнение, необходимо из уравнения первого начала термодинамики (2.19) исключить удельный объем воздуха v с помощью уравнения состояния. Для этого продифференцируем уравнение (2.1):

$$d(pv) = R_d dT ; \quad pdv + vdp = R_d dT ; \quad pdv = R_d dT - vdp.$$

Так как $v = (R_d T) / p$, можно написать

$$p dv = R_d dT - \frac{R_d T}{p} dp. \quad (2.21)$$

Подставив $p dv$ в уравнение (2.19), получим

$$dQ = c_v dT + R_d dT - \frac{R_d T}{p} dp$$

или

$$dQ = (R_d + c_v) dT - \frac{R_d T}{p} dp. \quad (2.22)$$

Известно, что удельные теплоемкости при постоянном объеме (c_v) и постоянном давлении (c_p) связаны уравнением Майера

$$R_d + c_v = c_p. \quad (2.23)$$

Уравнение

$$dQ = c_p dT - R_d T \frac{dp}{p} \quad (2.24)$$

является уравнением первого начала термодинамики в применении к сухому или влажному ненасыщенному воздуху, наиболее часто используемым в метеорологии. Для адиабатического процесса $dQ = 0$, уравнение (2.24) получит вид:

$$c_p dT - R_d T \frac{dp}{p} = 0 \quad (2.25)$$

или

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_p} \frac{dp}{p}. \quad (2.26)$$

Уравнение (2.26) можно проинтегрировать в пределах от значений температуры T_0 и давления p_0 в начале процесса до их значений T и p в конце процесса.

Получим

$$\int_{T_0}^T \frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_p} \int_{p_0}^p \frac{dp}{p}; \quad \ln T - \ln T_0 = \frac{R_d}{c_p} (\ln p - \ln p_0);$$

$$\ln \frac{T}{T_0} = \frac{R_d}{c_p} \ln \frac{p}{p_0}; \quad \frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_d/c_p}. \quad (2.27)$$

Это и есть уравнение Пуассона, или уравнение сухоадиабатического процесса в интегральной форме. Поскольку $R_d = 287$ Дж/(кг·К), $c_v = 718$ Дж/(кг·К), $c_p = 1005$ Дж/(кг·К), то показатель $R_d / c_p = 0,286$. Для влажного ненасыщенного воздуха вместо температуры T следует брать виртуальную температуру T_v .

По уравнению Пуассона, зная, что процесс адиабатический, давление меняется от p_0 до p , а начальная температура T , можно вычислить температуру T в конце процесса.

В атмосфере расширение воздуха и связанное с ним падение давления и температуры происходит чаще всего при восходящем движении воздуха. Подъем воздуха может происходить: при всплывании пузырей теплого воздуха во время дневной конвекции; при восходящем скольжении более теплой (следовательно, более легкой) воздушной массы по пологому клину более холодной (более плотной) воздушной массы; при подъеме воздуха по горному склону.

Сжатие воздуха, сопровождающееся повышением давления и температуры, происходит при нисходящем движении воздуха. Опыт показывает, что такие вертикальные движения, протекающие за промежутки времени от нескольких часов до суток, происходят почти без теплообмена с окружающей средой, т.е. адиабатически. Отсюда следует важный вывод: поднимающийся воздух адиабатически охлаждается, а опускающийся – адиабатически нагревается.

Определим, на какую величину изменится температура в поднимающемся адиабатически воздухе, если частица воздуха поднялась на единицу расстояния по вертикали. В уравнении (2.25) отметим индексом i температуру индивидуальной вертикально движущейся массы воздуха, т.е. предположим, что выделенная движущаяся единичная масса воздуха (частица воздуха) не смешивается с окружающим воздухом. Тогда

$$c_p dT_i - R_d T_i \frac{dp}{p} = 0. \quad (2.28)$$

Окружающий воздух подчиняется уравнению статики:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d T_a} dz. \quad (2.29)$$

Индекс a – температура в окружающей атмосфере. Из сравнения (2.28) и (2.29) следует, что предполагается выравнивание давления воздуха в поднимающейся частице и окружающей атмосфере. Обычно для всех метеорологически важных процессов это допущение выполняется с высокой точностью. Исключив из этих уравнений dp/p , получим:

$$\frac{c_p}{R_d} \frac{dT_i}{T_i} = -\frac{g}{R_d T_a} dz \quad \text{или} \quad \frac{dT_i}{dz} = -\frac{g}{c_p} \left(\frac{T_i}{T_a} \right). \quad (2.30)$$

Правая часть уравнения здесь всегда меньше нуля. Таким образом, при адиабатическом подъеме ($dz > 0$) массы воздуха температура его падает, а при адиабатическом опускании ($dz < 0$) возрастает. Отношение T_i/T_a всегда близко к единице, так как абсолютная температура движущейся массы и окружающего воздуха мало отличаются между собой. Допустив, что это отношение равно единице, получим, что изменение температуры в движущейся по вертикали массе воздуха на единицу изменения высоты

$$dT_i / dz = -(g / c_p). \quad (2.31)$$

Отношение g/c_p равно $0,98^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

Таким образом, при адиабатическом подъеме (опускании) сухого и ненасыщенного влажного воздуха температура на каждые 100 м изменения высоты понижается (растет) почти на один градус. Величина

$$\gamma_a = -\frac{dT_i}{dz} = \frac{g}{c_p} = \frac{0,98^\circ \text{C}}{100 \text{ м}} \approx 1^\circ \text{C} / 100 \text{ м}$$

называется **сухоадиабатическим градиентом** γ_a .

Между адиабатическим подъемом сухого и ненасыщенного влажного воздуха имеется принципиальное отличие. При подъеме влажного ненасыщенного воздуха вместе с адиабатическим понижением температуры содержащийся в воздухе водяной пар постепенно приближается к состоянию насыщения и на какой-то высоте водяной пар достигает насыщения. Высота, на которой это происходит, называется **уровнем конденсации**.

При дальнейшем подъеме влажный насыщенный воздух охлаждается иначе, чем ненасыщенный. В нем происходит конденсация избыточного количества водяного пара, в результате чего выделяется теплота парообразования, или теплота конденсации ($2,501 \cdot 10^6 \text{ Дж/кг}$), которая расходуется на совершение части работы расширения поднимающегося воздуха, что, в свою очередь, замедляет понижение температуры при подъеме. Поэтому в поднимающемся насыщенном воздухе температура понижается уже не сухоадиабатически, а по влажноадиабатическому закону. Она понижается тем медленнее, чем больше влагосодержание воздуха в состоянии насыщения.

Падение температуры в насыщенном воздухе при подъеме на единицу высоты (100 м) называют **влажноадиабатическим градиентом**.

При очень низких температурах, которые имеет воздух поднимающийся в высоких слоях атмосферы, водяного пара в нем остается очень мало, поэтому выделение теплоты конденсации незначительное. Следовательно, влажноадиабатический градиент при низких температурах приближается по величине к сухоадиабатическому.

При опускании насыщенного воздуха процесс изменения температуры происходит по-разному в зависимости от того остались ли в воздухе продукты конденсации (капли и кристаллы) или они уже полностью выпали из воздуха в виде осадков. Во втором случае воздух является ненасыщенным, поэтому изменение температуры пойдет по сухоадиабатическому закону, т.е. воздух, опускаясь, будет нагреваться на $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Если в воздухе остались продукты конденсации, образовавшиеся при подъеме, то при опускании и нагревании воздуха они будут постепенно испаряться. При этом часть внутренней энергии опускающегося воздуха затрачивается на испарение, т.е. часть тепла воздушной массы переходит в скрытую теплоту парообразования, поэтому температура повышается влажноадиабатически на такое значение, на которое она понижалась в восходящем насыщенном воздухе при тех же значениях температуры и давления.

Подчеркнем, что сухоадиабатический и влажноадиабатический вертикальные градиенты характеризуют величину изменения температуры вертикально движущейся индивидуальной массы (частицы) воздуха, в то время как вертикальный градиент температуры в окружающем воздухе отражает влияние на вертикальное распределение температуры многих различных причин.

Температура в вертикальном атмосферном столбе может распределяться по высоте самым различным образом, отражая тепловое влияние самых

разнообразных процессов, происходящих во всей толще атмосферы. Фактическое распределение температуры с высотой не подчинено никакой закономерности, и кривая, изображающая распределение температуры в более или менее толстом слое атмосферы в конкретный момент времени, в общем случае является сложной кривой и называется **кривой стратификации («кривой расслоения»)**. Данные для построения кривой стратификации получают с помощью радиозондов при аэрологическом зондировании атмосферы.

Представление о характере распределения температуры по высоте дает вертикальный градиент температуры $\gamma = -(dT_a / dz)$, т.е. изменение температуры в атмосфере на единицу высоты, обычно 100 м. Так как перед производной стоит знак минус, то в случае падения температуры с высотой градиент положителен, при возрастании температуры с высотой он отрицателен.

В реальной атмосфере вертикальный градиент температуры может меняться в широких пределах. В нижних 10 – 11 км в умеренных широтах и в нижних 15 – 17 км в тропиках он в среднем равен 0,65°C/100 м. В атмосфере над тропическими и субтропическими пустынями он может быть равен 0,8 – 0,9°C/100 м в слое до 5 км. В нижних сотнях метров над нагретой не покрытой растительностью поверхностью он может повышаться до 1°C/100 м, а в тонком приземном слое над перегретой почвой может быть порядка 10°C/100 м и больше.

Достаточно часто наблюдаются случаи, когда температура воздуха в некотором слое атмосферы с высотой не падает, а растет, такое распределение температуры называют **инверсией** температуры. Инверсии образуются особенно часто по ночам в приземном слое, но встречаются они и в более высоких

слоях атмосферы. Нередко в атмосфере образуются слои, в которых температура не меняется с высотой, т.е. вертикальный градиент температуры равен нулю. Такое распределение температуры называют **изотермией**.

2.14. Строение атмосферы

В атмосфере наблюдается пространственное изменение всех метеорологических величин. Наиболее сильное их изменение происходит по вертикали. Например, температура по вертикали изменяется в несколько сотен раз быстрее, чем по горизонтали. Рассматривая изменение по вертикали различных характеристик атмосферы, можно разделить ее на ряд слоев (сфер). Наиболее отчетливо различие слоев атмосферы проявляется в характере распределения температуры воздуха с высотой. По этому признаку выделяют пять основных слоев: тропосфера (в среднем до высоты 11 км), стратосфера (от 11 до 50 – 55 км), мезосфера (от 50 – 55 до 90 км), термосфера (от 90 до 450 км) и экзосфера (свыше 450 км). Между этими слоями имеются прослойки относительно небольшой вертикальной протяженности. Их принято называть по нижележащему слою, заменив в его названии часть слова «сфера» на «пауза». Так между тропосферой и стратосферой находится тропопауза. Между остальными сферами располагаются соответственно стратопауза, мезопауза и термопауза (рис. 2.2).

Тропосфера – самый нижний слой атмосферы, начинающийся от земной поверхности, в котором температура в среднем убывает с высотой. В тропиках этот слой простирается до высоты 15 – 17 км, в умеренных широтах обоих полушарий – до высоты 10 – 12 км и над полюсами – до 8 – 9 км. Понятие «в среднем» имеет существенное значение, поскольку в каждый конкретный момент времени убывание температуры во всем слое может прерываться отдель-

ными слоями, в которых температура может быть постоянной (изотермия) или даже расти с высотой (инверсия).

В тропосфере среднегодовая температура в экваториальных широтах убывает с высотой от $+26^{\circ}\text{C}$ у земной поверхности до -80°C на вершине тропосферы, в умеренных широтах от $+3^{\circ}\text{C}$ до $-54\dots-58^{\circ}\text{C}$ (50° с.ш.) и над Северным полюсом от -23 до -60°C зимой и -48°C летом. В среднем величина понижения температуры с высотой равна $0,65^{\circ}\text{C}/100$ м, хотя эта величина может изменяться в широких пределах.

В тропосфере сосредоточено $4/5$ всей массы атмосферного воздуха, в ней содержится почти весь водяной пар атмосферы, возникают почти все облака, выпадают осадки, наблюдается большинство атмосферных явлений. Воздух в тропосфере активно перемещается в горизонтальном и вертикальном направлениях и интенсивно перемешивается. Тропосфера испытывает непосредственное влияние подстилающей поверхности: различное нагревание суши и моря, заснеженных и свободных от снега пространств, теплые и холодные морские течения создают температурные различия и в воздухе. В результате взаимодействия с подстилающей поверхностью в тропосфере возникают течения теплого и холодного воздуха.

Самый нижний слой тропосферы (50–100 м), непосредственно примыкающий к земной поверхности, носит название **приземного** слоя. Вследствие близости к земной поверхности он в наибольшей степени испытывает ее влияние. В этом слое особенно резко выражены изменения температуры в течение суток: она особенно резко падает с высотой днем и часто растет с высотой ночью. В этом слое также наиболее сильно с высотой растет скорость ветра.

Слой от земной поверхности до высот 1000–1500 м называют **планетарным пограничным** слоем, или слоем **трения**. В нем заметно задерживающее влияние трения о земную поверхность на ветер. Скорость ветра ослаблена по сравнению с вышележащими слоями и ослаблена тем больше, чем ближе к земной поверхности.

Выше планетарного пограничного слоя лежит так называемая свободная атмосфера, где влиянием подстилающей поверхности в первом приближении обычно пренебрегают.

Верхняя граница тропосферы, т.е. тонкий переходный слой толщиной 1–2 км, где падение температуры с высотой сменяется ее постоянством (изотермией), называется **тропопаузой**. На уровнях близких к тропопаузе, наблюдаются узкие воздушные течения с очень большими скоростями (150–300 км/ч), которые называются струйными течениями.

Стратосфера. Над тропопаузой и до высот 50 – 55 км простирается стратосфера, характеризующаяся тем, что температура в ней в среднем растет с высотой. От тропопаузы и до высот 25 км температура постоянна или очень медленно растет с высотой (зимой в полярных широтах она может даже слабо падать). Однако начиная с 34–36 км происходит довольно быстрое повышение температуры с высотой, которое продолжается до 50 км, где расположена верхняя граница стратосферы, называемая **стратопаузой**. На этом уровне в стратосфере наблюдаются почти такие же температуры, как у поверхности Земли, в среднем 270 К. Возрастание температуры с высотой приводит к большой устойчивости стратосферы: здесь нет активного перемешивания, свойственного тропосфере. Однако очень небольшие по величине вертикальные движения ти-

па медленного подъема или оседания иногда охватывают слои стратосферы, занимающие огромные пространства.

Водяной пар в стратосфере содержится в ничтожном количестве, поэтому обычные облака в этом слое не образуются, но иногда на высотах 22 – 24 км в высоких широтах наблюдаются очень тонкие, так называемые перламутровые облака.

Состав воздуха стратосферы отличается от тропосферного только большей примесью озона, с которым и связан рост температуры в стратосфере, поскольку именно озон поглощает солнечную радиацию. С этой точки зрения стратосфера может быть названа озоносферой.

Мезосфера. Над стратосферой лежит слой мезосферы, который простирается от стратосферы до высоты примерно 80 – 82 км. В этом слое температура снова понижается с высотой, иногда до -110°C в ее верхней части. Вследствие быстрого понижения температуры с высотой в мезосфере происходит интенсивное перемешивание воздуха. В верхней части мезосферы образуются так называемые серебристые облака, по-видимому, состоящие из кристаллов. Форма облаков свидетельствует о существовании в мезосфере волн и вихрей. Верхней границей мезосферы является переходный слой – **мезопауза**, лежащая на высоте около 82 км. На мезопаузе давление воздуха примерно в 1000 раз меньше, чем у земной поверхности.

В тропосфере, стратосфере и мезосфере вместе взятых до высоты 80 км заключено больше, чем 99,5% всей массы атмосферы.

Термосфера. Верхняя часть атмосферы, которая простирается над мезосферой, называется термосферой. В ней температура очень резко возрастает с высотой. В годы высокой солнечной активности она превышает 1500°C на вы-

соте 200 – 250 км. На больших высотах дальнейший рост температуры с высотой уже не наблюдается. Лишь в областях ярких полярных сияний температура ненадолго повышается до 3000°С. Рост температуры с высотой в термосфере объясняется поглощением коротковолновой радиации Солнца атомарным кислородом и азотом. Однако температура на указанных высотах характеризует только кинетическую энергию движения молекул. Любое тело, находящееся на этих высотах, вследствие очень сильной разреженности воздуха не воспринимает от него столь высокую температуру и нагревается за счет поглощения лучистой энергии.

Как уже указывалось выше, до высоты 100 км воздух атмосферы хорошо перемешан и его состав везде одинаков, поэтому гомосферу называют иногда также **турбосферой**. На более высоких уровнях состав воздуха заметно меняется: появляется атомарный кислород, исчезают углекислый газ и аргон, воздух здесь сильно ионизирован, поэтому эта часть термосферы от мезопаузы до высоты 800 – 1000 км называется **ионосферой**.

Экзосфера. Атмосферные слои выше 800 – 1000 км носят название экзосферы (внешней атмосферы). Скорость движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велика, а вследствие чрезвычайной разреженности воздуха на этих высотах частицы могут облетать Землю по эллиптическим орбитам. При этом отдельные частицы могут приобретать скорости, равные второй космической скорости (для незаряженных частиц около 11000 м/с). Такие особенно быстрые частицы покидают атмосферу и улетают в космическое пространство, двигаясь по параболическим траекториям, поэтому экзосферу называют также сферой ускользания (диссипации) газов. Ускользанию подвергаются преимуще-

ственно атомы водорода и гелия, являющиеся господствующими газами в наиболее высоких слоях атмосферы.

Ранее предполагалось, что экзосфера и с нею вся земная атмосфера кончаются на высотах 2000 – 3000 км. Наблюдения с помощью ракет и искусственных спутников Земли показали, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую земную корону, простирающуюся более чем на 20000 км. Плотность газа в земной короне ничтожно мала. На каждый кубический сантиметр приходится в среднем около тысячи частиц. Но в межпланетном пространстве концентрация частиц (преимущественно протонов и электронов) по крайней мере в десять раз меньше.

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

2.15. Ветер, атмосферная турбулентность и турбулентный обмен

Движение воздуха относительно земной поверхности называется **ветром**. Как правило, имеется в виду горизонтальная составляющая движения. Ветер характеризуется вектором скорости и как всякий вектор определяется двумя параметрами – скоростью и направлением. Когда говорят о скорости ветра,

имеют в виду только ее числовое значение, т.е. путь, проходимый индивидуальным объемом воздуха за единицу времени относительно земной поверхности. За направление ветра принимается азимут точки, откуда дует ветер, отсчитываемый от точки севера через восток.

Скорость ветра измеряется приборами для ее измерения (анемометрами) в метрах в секунду (м/с), километрах в час (км/ч), узлах (морских милях в час). Кроме того, скорость ветра может быть оценена визуально в баллах по так называемой шкале Бофорта, делящей весь интервал возможных значений скорости ветра на 12 градаций. Каждая единица шкалы связывает скорость ветра с различными его эффектами, такими, как степень волнения моря, качание ветвей деревьев, распространение дыма из труб и т.д. В настоящее время эта шкала вышла из употребления.

Различают сглаженную скорость ветра, т.е. некоторую среднюю величину скорости за некоторый обычно небольшой промежуток времени, в течение которого производятся наблюдения, и мгновенную скорость ветра, т.е. скорость ветра в данный момент (измеряемую очень малоинерционным прибором). Мгновенная скорость ветра отмечает порывы и внезапные ослабления ветра. Она очень сильно колеблется около сглаженной скорости. На метеорологических станциях обычно измеряют сглаженную скорость ветра.

Средние скорости ветра у земной поверхности близки к 5 – 10 м/с и редко превышают 12 – 15 м/с. В сильных атмосферных вихрях и штормах умеренных широт скорости могут превышать 30 м/с, а в отдельных порывах достигать 60 м/с. В тропических ураганах скорости ветра доходят до 65 м/с, а отдельные порывы, судя по разрушениям, превышают 100 м/с. В маломасштабных вихрях (смерчи, торнадо) возможны скорости и более 100 м/с. В верхней тропосфере в

так называемых струйных течениях скорость ветра на больших пространствах может достигать до 70 – 100 м/с.

Для атмосферных движений характерна квазигоризонтальность. Это значит, что скорости горизонтального переноса в 100 – 1000 раз превышают вертикальные. Только в особых условиях интенсивно развитой конвекции и на ограниченных территориях вертикальные составляющие скорости движения воздуха могут достигать нескольких метров в секунду, т.е. порядка горизонтальных скоростей.

Как уже указывалось, направлением ветра в метеорологии называют направление, откуда он дует. Указать это направление можно, либо назвав точку горизонта, откуда дует ветер, либо определив угол, образуемый направлением ветра с меридианом, т.е. его азимут. В первом случае различают восемь основных румбов горизонта: север, северо-восток, восток и т.д. – и восемь промежуточных между ними: северо-северо-восток, восток-северо-восток и т.д. Если направление характеризуется азимутом, то направление ветра указывается в градусах. Северному ветру соответствует 0° (360°), северо-восточному 45° и т.д.

Направление ветра определяется с помощью флюгарки (флюгера), вращающейся около вертикальной оси и ориентирующейся по набегающему потоку. Флюгарка и вертушка анемометра являются датчиками наиболее распространенных в настоящее время приборов, определяющих скорость и направление ветра – анеморумбометров.

Для характеристики ветрового режима ветра какого-либо места определяют повторяемость того или иного направления ветра за определенный промежуток времени. Диаграмма распределения повторяемости направлений ветра

называется **розой ветров**, при построении которой можно учесть и среднюю скорость ветра по каждому направлению.

Движение воздуха не является строго упорядоченным (ламинарным), когда отдельные объемы воздуха движутся параллельно окружающим объемам с одинаковой скоростью. Наоборот, ветер всегда обладает турбулентностью: отдельные объемы воздуха в потоке ветра перемещаются не по параллельным путям, в воздухе возникают многочисленные беспорядочно движущиеся вихри и струи разных размеров, так называемые элементы турбулентности. Увлекаемые ими отдельные массы воздуха могут двигаться по всем направлениям, в том числе и перпендикулярно к среднему направлению ветра и даже против него. Элементы турбулентности – не молекулы, а крупные объемы воздуха, линейные размеры которых измеряются сантиметрами, метрами, десятками метров.

Турбулентность возникает вследствие различия скоростей ветра. Разность скоростей ветра в соседних слоях называется **сдвигом** ветра. Сдвиг ветра особенно велик в нижних слоях атмосферы, где воздух испытывает трение о земную поверхность и скорость ветра быстро растет с высотой. Поэтому в нижних слоях атмосферы особенно велика турбулентность, причем она может развиваться в термически однородном потоке воздуха. В этом случае можно условно говорить о динамической турбулентности. Динамическая турбулентность интенсивно развивается и в верхней тропосфере в зоне струйных течений, где также велики сдвиги ветра.

Но в развитии турбулентности принимает участие и так называемая архимедова, или гидростатическая, сила, т.е. сила плавучести. Более теплые и, следовательно, менее плотные объемы по сравнению с окружающим воздухом

всплывают вверх, а более холодные и более плотные, чем окружающий воздух, массы воздуха опускаются вниз. Такое перемещение воздуха за счет различий в плотности происходит тем интенсивнее, чем быстрее уменьшается с высотой температура, т.е. чем больше вертикальный градиент температуры. Поэтому в этом случае можно условно говорить о термической турбулентности. В реальной атмосфере турбулентность всегда обусловлена обоими факторами, и правильнее говорить о большей или меньшей роли термического фактора в ее возникновении и развитии.

Весьма интересен вопрос о масштабе элементов турбулентности. При определенных условиях термическая турбулентность может более или менее резко менять свой масштаб, превращаясь в упорядоченную конвекцию. Вместо мелких хаотически движущихся турбулентных вихрей в потоке воздуха начинают преобладать мощные восходящие движения типа струй со скоростями порядка нескольких метров в секунду, иногда свыше 20 м/с. Такие мощные восходящие токи воздуха называют **термиками**. Наряду с восходящими наблюдаются и нисходящие движения, менее интенсивные, но захватывающие большие площади. При этом каждая конвективная ячейка приобретает определенную упорядоченность. Однако совокупность подобных конвективных ячеек на большом пространстве тоже определяет турбулентное состояние воздуха.

Следствием турбулентности является порывистость ветра, которая проявляется в постоянно и быстро меняющихся пульсациях скорости и направления ветра около некоторых средних значений. При особенно сильной и внезапной порывистости говорят о шквалистом ветре.

Изучение порывистости ветра представляет самостоятельный интерес. С порывистостью связаны величины потоков тепла, влаги, распространение за-

грязнений и т.д. Очевидно, что порывистость ветра тем больше, чем больше турбулентность. Следовательно, она сильнее выражена над сушей, чем над морем и особенно велика в районах со сложным рельефом. Она больше летом, чем зимой; имеет послеполуденный максимум в суточном ходе.

Турбулентность приводит к сильному перемешиванию воздуха, особенно в вертикальном направлении. Такое перемешивание в тысячи и десятки тысяч раз сильнее перемешивания, происходящего вследствие молекулярной диффузии. Перемешивание воздуха в процессе турбулентности – турбулентная диффузия – приводит к распространению в атмосфере тепла и влаги, в особенности к их обмену по вертикали. При турбулентности происходит также обмен количеством движения mv (m – масса, v – скорость воздуха). Вследствие такого обмена происходит некоторое выравнивание средних скоростей ветра по вертикали. В связи с этим в атмосфере создается наряду с обычным молекулярным трением в тысячи раз более сильное турбулентное трение.

Турбулентный обмен приводит к тому, что любая содержащаяся в воздухе субстанция (водяной пар, двуокись углерода, озон, атмосферные примеси и др.) будет распространяться в том направлении, в котором она убывает. Наибольшее убывание субстанции на единицу расстояния характеризуется ее градиентом. В атмосфере содержание водяного пара, аэрозолей, как правило, убывает кверху; кверху направлен и градиент этих субстанций. Поэтому турбулентный перенос этих субстанций обычно направлен вверх. Количество движения передается чаще всего вниз, поскольку скорость ветра с высотой растет.

Перенос субстанции в результате турбулентности – турбулентный обмен – характеризуется потоком субстанции, т.е. массой субстанции, переносимой

через единицу площади в единицу времени. Эта величина носит название **турбулентного потока субстанции**.

2.16. Горизонтальная неоднородность тропосферы

Атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Вся тропосфера разделяется на обширные области (объемы) с относительно однородными условиями погоды, и на сравнительно узкие полосы, в которых происходит резкое изменение метеорологических величин.

Обширные объемы воздуха в тропосфере, обладающие относительно однородными свойствами, сохраняющими их в течение более или менее длительного периода времени, перемещаясь из одних областей Земли в другие, называются **воздушными массами**. Свойства воздушной массы определяются очагом ее формирования, т.е. характером подстилающей поверхности, над которой она длительное время находилась.

Выделяют четыре основных типа воздушных масс с различным зональным положением очагов: массы арктического (в Южном полушарии – антарктического), умеренного (полярного), тропического и экваториального воздуха. В зависимости от поверхности, над которой сформировались воздушные массы, их разделяют на морские и континентальные. Для каждого из типов характерны свой интервал значений температур у земной поверхности и на высотах, свои значения влажности, прозрачности атмосферы и др. Свойства воздушных масс, и прежде всего температура, непрерывно меняются при их перемещении из одних районов в другие. Происходит трансформация воздушных масс.

Воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую (обычно из высоких широт в низкие), называют **холод-**

ными массами. Холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она поступает. В пути она сама прогревается, притом преимущественно снизу, от земной поверхности, поэтому в ней возникают с绝хадиабатические вертикальные градиенты температуры, развивается конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков и выпадением ливневых осадков.

Воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность (в более высокие широты), называются **теплыми** массами. Они приносят потепление, но сами охлаждаются внизу, поэтому в их нижних слоях создаются малые вертикальные градиенты температуры. В них преобладают слоистые облака и туманы.

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

Смежные воздушные массы разделены между собой сравнительно узкими переходными зонами, сильно наклоненными к земной поверхности в сторону холодного воздуха. Эти зоны носят название **атмосферных фронтов**. Фронты между воздушными массами основных географических типов называют **главными** фронтами в отличие от менее значительных **вторичных** фронтов между массами одного и того же географического типа. Вверх главные фронты прослеживаются до стратосферы, а вторичные – на несколько километров.

С фронтами связаны особые явления погоды: усиление ветра, грозы, шквалы и др. 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 сто-

роны от фронта, приводят к образованию атмосферных возмущений вихревого характера – циклонов и антициклонов, определяющих режим ветра и другие особенности погоды.

Вопросы к главе 2

1. Что такое давление воздуха, каковы единицы его измерения?
2. Какие газы входят в состав воздуха? В чем разница между сухим и влажным воздухом?
3. Какова роль водяного пара в атмосфере? В каких единицах измеряется содержание водяного пара?
4. Как меняется состав воздуха с высотой?
5. Выведите формулу для плотности влажного воздуха, какой воздух легче: сухой или влажный при одинаковых давлении и температуре?
6. Что такое виртуальная температура?
7. Каково изменение средней температуры воздуха с высотой и на какие слои разбивается атмосфера по характеру изменения температуры с высотой?
8. Что такое озон, как он образуется и каким образом влияет на температуру высоких слоев атмосферы? В чем заключается защитная роль озона?
9. Перечислите газовые загрязнения атмосферы?
10. Что такое аэрозоли и как они попадают в атмосферу?
11. Что такое вертикальный барический градиент? Каков физический смысл уравнения статики атмосферы?
12. Что такое барическая ступень и каково ее практическое применение?
13. Что такое адиабатический процесс?
14. Как меняется температура в поднимающимся вертикально индивидуальном объеме сухого воздуха?

15. Как меняется температура в поднимающемся вертикально индивидуальном объеме влажного воздуха? В чем принципиальная разница между адиабатическим подъемом сухого и влажного воздуха?
16. Что такое ветер, как определяются направление и скорость ветра?
17. Что понимается под турбулентностью воздушного потока, в чем проявляется турбулентность ветра, какие виды турбулентности встречаются в атмосфере?
18. Что такое воздушная масса?
19. Что понимается под атмосферными фронтами?

Глава 3.

Радиационные процессы в атмосфере

Виды радиации в атмосфере, тепловое и лучистое равновесие Земли, спектр солнечной радиации, солнечная постоянная, прямая солнечная радиация, изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности, поглощение солнечной радиации в атмосфере, рассеяние солнечной радиации в атмосфере, закон ослабления радиации, фактор мутности, годовой и суточный ход прямой, рассеянной и суммарной радиации, отражение солнечной радиации, поглощенная радиация, альbedo, излучение земной поверхности и атмосферы, радиационный баланс земной поверхности и системы Земля – атмосфера.

Электромагнитная радиация (далее просто радиация или излучение) – форма материи, отличная от вещества. К радиации относятся гамма и рентгеновские лучи, ультрафиолетовое излучение, видимый свет, инфракрасная радиация и радиоволны. Все вместе эти виды радиации образуют электромагнитный спектр.

Радиация распространяется по всем направлениям от ее источника-излучателя в виде электромагнитных волн со скоростью c в вакууме около 300000 км/с $[(2,99793 \pm 1) \cdot 10^8 \text{ мс}^{-1}]$. В воздухе ее скорость почти такая же.

Электромагнитными волнами называются распространяющиеся в пространстве колебания, т.е. периодические изменения электрических и магнитных сил в каждой точке пространства; они вызываются движением электрических зарядов в излучателе. Как и всякие волны, они характеризуются длиной волны λ и частотой колебаний ν . **Длиной волны** называется расстояние между

соседними максимумами (или минимумами), а **частотой колебаний** – число колебаний в секунду.

3.1. Виды радиации в атмосфере

Все тела, имеющие температуру отличную от абсолютного нуля, испускают радиацию при перестройке электронных оболочек их атомов и молекул, а также при изменениях в колебании атомных ядер в молекулах и во вращении молекул. В метеорологии приходится иметь дело преимущественно с тепловой радиацией, определяемой температурой излучающего тела и его излучающей способностью. Наша планета получает такую радиацию от Солнца; земная поверхность и атмосфера в то же время сами излучают тепловую радиацию, но в других диапазонах длин волн.

Солнце представляет собой газовый шар радиусом 695300 км. Радиус Солнца в 109 раз больше радиуса Земли. Среднее расстояние между центрами Земли и Солнца равно $1,496 \cdot 10^8$ км. Солнце состоит в основном из водорода (64%) и гелия (32%). По строению Солнце делится на внутреннюю часть и солнечную атмосферу. В недрах Солнца происходят сложные ядерные реакции, при которых выделяются огромные количества энергии. Температура внутри Солнца составляет $(20 \div 40) 10^6$ К.

Нижняя, наиболее плотная часть солнечной атмосферы называется **фотосферой** (сферой света). Имея толщину 100 – 140 км, она является основным источником энергии, излучаемой Солнцем. Температура фотосферы составляет около 6000 К. Над ней находится менее плотный слой солнечной атмосферы – **хромосфера** (окрашенная сфера). Еще выше расположена так называемая **солнечная корона**, простирающаяся до высоты, равной нескольким радиусам Солнца.

Радиацию с длинами волн от 0,01 до 0,39 мкм называют **ультрафиолетовой**. Радиация с длинами волн от 0,40 до 0,76 мкм – **видимый свет**, воспринимаемый глазом. Радиация с длинами волн более 0,76 мкм и до нескольких сотен микрометров называется **инфракрасной**.

В метеорологии выделяют коротковолновую и длинноволновую радиацию. К первой относят радиацию в диапазоне длин волн от 0,1 до 4 мкм. Она включает, кроме видимого света, еще ближайшую к нему по длинам волн ультрафиолетовую и инфракрасную радиацию. Солнечная радиация на 99% является коротковолновой. К длинноволновой радиации относят радиацию, излучаемую атмосферой и земной поверхностью с длинами волн от 4 до 100 мкм.

Тело, испускающее радиацию, охлаждается; его тепловая энергия переходит в энергию радиации, в лучистую энергию. Когда радиация падает на некоторое тело и поглощается им, то она переходит в другие виды энергии, главным образом в теплоту, так тепловая радиация нагревает тело, на которое падает. Тепловая радиация подчиняется известным физическим законам излучения: Кирхгофа, Планка, Вина и Стефана – Больцмана. Строго говоря, указанные законы справедливы для так называемого абсолютного черного тела, т.е. тела, которое поглощает всю падающую на него радиацию и само излучает максимум радиации, возможный при данной температуре. Однако с определенными поправками эти законы применимы вообще ко всем телам.

Закон Планка описывает распределение энергии по длинам волн в спектре радиации. Энергия в каждом интервале длин волн зависит только от температуры излучателя. Закон Кирхгофа устанавливает связь между лучеиспускательной и лучепоглощательной способностью тела: отношение лучеиспускательной способности к лучепоглощательной не зависит от вещества тела, а есть

функция длины волны и температуры и равно лучеиспускательной способности абсолютно черного тела. В соответствии с законом Вина длина волны, на которую приходится максимум лучистой энергии, обратно пропорциональна абсолютной температуре излучателя. Таким образом, с повышением температуры максимум излучаемой энергии смещается на все более короткие волны. Согласно закону Стефана – Больцмана излучаемая телом энергия пропорциональна четвертой степени абсолютной температуры излучателя.

3.2. Тепловое и лучистое равновесие Земли

Лучистая энергия Солнца – практически единственный источник тепла для поверхности Земли и ее атмосферы. Поток тепла из глубин Земли к поверхности в 5000 раз меньше тепла, получаемого от Солнца. Часть солнечной радиации представляет собой видимый свет. Тем самым Солнце является для Земли источником не только тепла, но и света, важного для жизни на планете. Лучистая энергия Солнца превращается в тепло частично в самой атмосфере, но главным образом на земной поверхности, где она идет на нагревание верхних слоев почвы и воды, а от них и воздуха. Нагретые земная поверхность и атмосфера в свою очередь излучают невидимую инфракрасную радиацию. Отдавая радиацию в мировое пространство, земная поверхность и атмосфера охлаждаются.

Наблюдения показывают, что средние годовые температуры земной поверхности и атмосферы в любой точке Земли мало меняются от года к году. Если рассматривать температурные условия на Земле за длительные многолетние промежутки времени, то можно принять гипотезу, что Земля находится в тепловом равновесии: приход тепла от Солнца уравновешивается его потерей в космическое пространство. Поскольку Земля (с атмосферой) получает тепло,

поглощая солнечную радиацию, и теряет тепло путем собственного излучения, то гипотеза о тепловом равновесии означает одновременно, что Земля находится и в лучистом равновесии: приток коротковолновой радиации к ней уравновешивается отдачей длинноволновой радиации в мировое пространство.

3.3. Спектр солнечной радиации. Солнечная постоянная

Спектр солнечной радиации близок к спектру излучения абсолютно черного тела с температурой около 6000 К. Часть энергии, излучаемой фотосферой Солнца, поглощается в его хромосфере, вследствие чего в спектре появляются линии поглощения, называемые **фраунгоферовыми**. Спектр солнечной радиации вне земной атмосферы можно разделить на три качественно различные части: ультрафиолетовую ($0,01 \text{ мкм} < \lambda < 0,39 \text{ мкм}$), видимую ($0,40 \text{ мкм} < \lambda < 0,76 \text{ мкм}$) и инфракрасную ($0,76 \text{ мкм} < \lambda < 4,0 \text{ мкм}$). За ультрафиолетовой частью спектра солнечной радиации лежит рентгеновское излучение, а за инфракрасной – радиоизлучение Солнца. Около 7% энергии солнечного излучения приходится на ультрафиолетовую часть спектра, 48% – на видимую и 45% – на инфракрасную. Максимум энергии приходится на волну длиной 0,475 мкм (зелено-голубые лучи).

Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую поверхность, служит энергетическая освещенность, или плотность потока радиации, т.е. количество лучистой энергии, падающей на единицу площади в единицу времени, измеряемая в Вт/м².

Солнечной постоянной S_0^* называют плотность потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы при среднем расстоянии от Земли до Солнца. Условие «на верхней границе атмосферы» означает, что рассматрива-

ется энергетическая освещенность солнечной радиации до вступления в атмосферу. Смысл слова «постоянная» в том, что эта величина относится к радиации, на которую атмосфера еще не повлияла. Следовательно, солнечная постоянная зависит только от излучательной способности Солнца и расстояния Земли от Солнца. По новейшим данным солнечная постоянная составляет $S_0^* = 1367$ Втм⁻² с ошибкой примерно $\pm 0,3\%$. Среднее расстояние от Земли до Солнца при этом принято равным $r = 149,6 \cdot 10^6$ км.

Энергетическая освещенность изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния, поэтому при самом близком положении Земли к Солнцу около 3 января ($147 \cdot 10^6$ км) энергетическая освещенность равна 1,033 от S_0^* , а при самом дальнем положении около 5 июля – 0,967 от S_0^* . Таким образом, в течение года плотность потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы изменяется на $\pm 3,3\%$.

Вопрос об изменениях солнечной постоянной в масштабах времени нескольких десятилетий остается открытым. Последние измерения солнечной постоянной с искусственных спутников Земли обнаружили, что во временных масштабах от дней до недель солнечная постоянная меняется на уровне нескольких десятых процента. Поэтому для большинства практических целей солнечная постоянная S_0^* может рассматриваться не изменяющейся во времени.

3.4. Прямая солнечная радиация

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от диска Солнца, называют **прямой солнечной**. Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям, но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность в виде пучка параллель-

ных лучей, исходящего как бы из бесконечности. Даже весь земной шар в целом так мал в сравнении с расстоянием до Солнца, что всю солнечную радиацию, падающую на него, без заметной погрешности можно считать пучком параллельных лучей.

В этих условиях максимально возможное количество радиации получает единица площади, расположенная перпендикулярно к солнечным лучам. На единицу горизонтальной площади придется меньшее количество лучистой энергии:

$$S' = S \sin h_{\oplus}, \quad (3.1)$$

где h_{\oplus} – высота Солнца (рис. 3.1).

Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют **инсоляцией**. Энергетическую освещенность для определенной длины волны λ (вернее, для узкого участка спектра около длины волны λ) называют спектральной плотностью энергетической освещенности (S_{λ}).

3.5. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности

На верхнюю границу атмосферы солнечная радиация приходит в виде прямой радиации. Около 30% падающей на Землю прямой солнечной радиации отражается назад в космическое пространство. Остальные 70% поступают в атмосферу. Проходя через атмосферу, солнечная радиация частично рассеивается атмосферными газами и аэрозолями и переходит в особую форму рассеянной радиации и частично поглощается атмосферными газами и примесями, переходя в теплоту, т.е. идет на нагревание атмосферы.

Нерассеянная и непоглощенная в атмосфере прямая солнечная радиация достигает земной поверхности. Небольшая ее доля отражается от нее, а большая часть поглощается земной поверхностью, нагревая ее. Часть рассеянной радиации также достигает земной поверхности, частично от нее отражаясь и частично ею поглощаясь. Другая часть рассеянной радиации уходит в вверх, в межпланетное пространство.

В результате поглощения и рассеяния радиации в атмосфере прямая радиация, дошедшая до земной поверхности, отличается от той, которая пришла на верхнюю границу атмосферы. Величина потока солнечной радиации уменьшается, спектральный состав ее изменяется, так как лучи разных длин волн поглощаются и рассеиваются в атмосфере по-разному (рис. 3.2).

При наиболее высоком стоянии Солнца и при достаточной чистоте воздуха можно наблюдать на поверхности Земли поток прямой радиации около $1,05 \text{ кВт/м}^2$. В горах на высотах 4 – 5 км наблюдались потоки радиации до $1,2 \text{ кВт/м}^2$ и более. По мере приближения Солнца к горизонту и увеличения толщи воздуха, проходимой солнечными лучами, поток прямой радиации все более убывает. При уменьшении высоты Солнца особенно сильно уменьшается ультрафиолетовая часть солнечной радиации, несколько меньше – видимая и лишь незначительно инфракрасная.

3.6. Поглощение солнечной радиации в атмосфере

В атмосфере поглощается около 23% прямой солнечной радиации. Причем разные газы поглощают радиацию в разных участках спектра и в разной степени. В наименьшей степени поглощает солнечную радиацию азот, что практически не отражается на ее потоке. В несколько большей степени, но все

же очень мало поглощает солнечную радиацию кислород – в двух узких участках видимой части спектра и в ультрафиолетовой области.

Более сильным поглотителем солнечной радиации является озон, поглощающий ультрафиолетовую и видимую радиацию. Несмотря на то, что его содержание в воздухе очень мало, он настолько сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию в верхних слоях атмосферы, что у поверхности Земли в солнечном спектре волны короче 0,29 мкм вообще не наблюдаются. Общее поглощение солнечной радиации озоном достигает 3% прямой солнечной радиации. Сильно поглощает радиацию в инфракрасной области спектра диоксид углерода (углекислый газ), но его содержание в атмосфере пока мало, поэтому поглощение им прямой солнечной радиации в общем невелико.

Из газов основным поглотителем радиации в атмосфере является водяной пар, сосредоточенный в тропосфере и особенно в ее нижней части. Из общего потока солнечной радиации он поглощает радиацию в интервалах длин волн, находящихся в видимой и ближней инфракрасной областях спектра. Поглощают солнечную радиацию также облака и атмосферные примеси, т.е. аэрозольные частицы, взвешенные в атмосфере. В целом на поглощение водяным паром и на аэрозольное поглощение приходится около 15 %, остальные 5% поглощаются облаками.

В каждом отдельном месте поглощение изменяется с течением времени в зависимости от переменного содержания в воздухе поглощающих субстанций, главным образом водяного пара, облаков и пыли, и от высоты Солнца над горизонтом, т.е. от толщины слоя воздуха, проходимого лучами на пути к Земле.

3.7. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере

Прямая солнечная радиация на пути сквозь атмосферу ослабляется не только поглощением, но и путем рассеяния, причем более значительно. Рассеяние – фундаментальное физическое явление взаимодействия света с веществом. **Рассеянием** называется преобразование части прямой солнечной радиации, которая до него распространялась в виде параллельных лучей в определенном направлении, в радиацию, идущую во всех направлениях. Оно происходит в оптически неоднородном воздухе, содержащем мельчайшие частицы жидких и твердых примесей – капли, кристаллы, мельчайшие аэрозоли, т.е. в среде, где показатель преломления изменяется от точки к точке. Главным образом рассеяние радиации в атмосфере происходит в результате непрерывных колебаний (флуктуаций) плотности воздуха в каждой точке атмосферы, вызванных образованием и разрушением некоторых «скоплений» (сгустков) молекул атмосферных газов.

Интенсивность рассеяния зависит от количества рассеивающих частиц в единице объема, от их размера и природы, а также от длин волн самой рассеиваемой радиации. Рэлей нашел закон рассеяния частицами, диаметр которых не превышает 0,1 длины волны рассеиваемой радиации. Такими частицами являются молекулы атмосферных газов. По закону Рэля, рассеяние обратно пропорционально четвертой степени длины волны рассеиваемых лучей:

$$D_{\lambda} = \frac{\alpha}{\lambda^4} S_{\lambda}, \quad (3.2)$$

где S_{λ} – спектральная плотность энергетической освещенности прямой радиации с длиной волны λ ; D_{λ} – спектральная плотность энергетической освещенности рассеянной радиации с той же длиной волны; α – коэффициент пропор-

циональности. Поэтому в спектре рассеянной радиации преобладают лучи коротковолновой части видимого света, т.е. фиолетовые и синие. Этим, в частности, объясняется голубой цвет неба.

Рассеяние на частицах, размеры которых сравнимы с длиной волны излучения, т.е. рассеяние на аэрозольных частицах, уже не подчиняется закону Рэлея. Оно оказывается обратно пропорциональным меньшим степеням длины волны, а на частицах диаметром больше 1–2 мкм наблюдается уже не рассеяние, а диффузное отражение, при котором свет отражается частицами, как маленькими зеркалами, без изменения спектрального состава. Поскольку падает белый свет, то диффузно отраженная радиация также представляет собой белый свет, поэтому при наличии в атмосфере таких крупных частиц цвет неба становится белесым.

Доля коротких волн в рассеянной радиации больше, чем в прямой. Поэтому чем длиннее путь солнечных лучей, тем больше рассеивается коротких волн и тем больше становится доля длинных. Этим объясняется, например, желтая или даже красноватая окраска Солнца и Луны вблизи горизонта.

3.8. Закон ослабления радиации, фактор мутности

Радиация ослабляется в атмосфере путем поглощения и рассеяния пропорционально самому потоку радиации (чем больше поток, тем при прочих равных условиях больше потеря радиации) и количеству поглощающих и рассеивающих частиц на пути лучей. Количество частиц зависит от длины пути лучей сквозь атмосферу и от плотности воздуха. Для каждой длины волны коэффициент пропорциональности свой, так как поглощение избирательное, а рассеяние также зависит от длины волны.

Ослабление всего потока солнечной радиации при некотором среднем коэффициенте пропорциональности выражается формулой Бугера

$$S=S_0p^m, \quad (3.3)$$

где S – энергетическая освещенность на верхней границе атмосферы; S_0 – энергетическая освещенность у поверхности земли; p – так называемый интегральный коэффициент прозрачности (обобщенный для всех длин волн); m – оптическая масса атмосферы зависящая от высоты Солнца h . При $m = 1$, т.е. при Солнце в зените, $S=S_0p$, а $p=S/S_0$. Следовательно, коэффициент прозрачности показывает, какая доля солнечной радиации доходит до земной поверхности при отвесном падении солнечных лучей.

Для идеальной атмосферы интегральный коэффициент прозрачности составляет около 0,9; в реальных атмосферных условиях на равнине он колеблется от 0,60 до 0,85 (зимой несколько больше, чем летом). С возрастанием содержания водяного пара в воздухе коэффициент прозрачности несколько убывает.

Наряду с коэффициентом прозрачности для характеристики ослабления солнечной радиации в атмосфере используется фактор мутности, показывающий число идеальных атмосфер, которое нужно взять, чтобы получить такое же ослабление радиации, какое производит реальная атмосфера. Средние значения фактора мутности в равнинных пунктах умеренных широт близки к 3; в больших городах, где воздух особенно загрязнен, они могут превышать 4, в горах они колеблются между 2 и 3.

3.9 Годовой и суточный ход прямой, рассеянной и суммарной радиации

Из формулы Бугера следует, что при неизменной прозрачности атмосферы поток прямой солнечной радиации зависит от оптической массы атмосферы, т.е. от высоты Солнца. Поэтому в течение дня поток солнечной радиации сначала быстро, потом медленнее нарастает от восхода Солнца до полудня, а затем медленно, потом быстро убывает от полудня до захода Солнца.

Различия в энергетической освещенности в полдень при ясном небе в январе и июле в первую очередь связаны с различиями в полуденной высоте Солнца, которая зимой меньше, чем летом. В суточном ходе прямой радиации отражается также различная продолжительность дня летом и зимой. Изменение прямой радиации в течение дня при средних условиях облачности существенно отличается от изменений при ясном небе. И летом и зимой величины радиации на перпендикулярную и горизонтальную поверхность меньше, чем при ясном небе. Кроме того, летом максимальные значения радиации смещены на предполуденные часы. Это определяется суточным ходом конвективной облачности, которая начинает развиваться в 9 – 10 ч утра и достигает максимума в полуденные и послеполуденные часы, уменьшая таким образом радиацию.

Минимальные значения в годовом ходе прямой солнечной радиации в умеренных широтах приходятся на декабрь, когда высота Солнца меньше всего, а максимальная энергетическая освещенность – не на летние месяцы, а на весенние, так как весной воздух наименее замутнен продуктами конденсации и мало запылен.

Максимальные значения прямой радиации для некоторых пунктов (кВт/м²): Бухта Тикси – 0,91, Павловск – 1,00, Иркутск – 1,03, Москва – 1,03,

Курск – 1,05, Тбилиси – 1,05, Владивосток – 1,02, Ташкент – 1,06. Видно, что максимальные значения радиации очень мало растут с убыванием географической широты, несмотря на рост высоты Солнца. Это объясняется ростом влагосодержания, а отчасти и запылением воздуха в южных широтах.

С высотой над уровнем моря максимальные значения радиации возрастают вследствие уменьшения оптической толщины атмосферы при той же высоте Солнца. На каждые 100 м высоты величина радиации в тропосфере увеличивается на $0,007 - 0,14 \text{ кВт/м}^2$.

Рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность, также изменяется в течение дня: возрастает до полудня по мере увеличения высоты Солнца и убывает после полудня. Рассеянная радиация зависит от продолжительности дня и высоты Солнца, а также и от прозрачности атмосферы, однако уменьшение прозрачности не уменьшает, а увеличивает ее. Кроме того, рассеянная радиация в очень широких пределах меняется в зависимости от облачности; радиация, отраженная облаками, также частично рассеивается, в связи с чем общая рассеянная радиация возрастает. При средних условиях облачности рассеянная радиация более чем в 2 раза превосходит ее величину при ясном небе, в отдельные дни облачность может увеличивать ее величину в 3 – 4 раза. По той же причине отражение снежным покровом также увеличивает рассеянную радиацию, в Арктике при сравнительно тонких облаках и снежном покрове летом она может достигать $0,70 \text{ кВт/м}^2$. Таким образом, рассеянная радиация может существенно дополнять прямую солнечную радиацию, особенно при небольших высотах Солнца.

Рассеянная радиация увеличивает нагревание земной поверхности и ее освещенность. Особенно сильно (иногда до 40%) увеличивается общая освещенность, если на небе есть облака, не закрывающие солнечный диск.

Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности – прямую и рассеянную – называют **суммарной радиацией (Q)**:

$$Q=S \cdot \text{Sin}h_{\oplus}+D, \quad (3.4)$$

где S – энергетическая освещенность прямой радиацией; D – энергетическая освещенность рассеянной радиацией; h_{\oplus} – высота Солнца.

При безоблачном небе суммарная радиация имеет суточный ход с максимумом около полудня и годовой ход с максимумом летом. Частичная облачность, не закрывающая солнечный диск, увеличивает суммарную радиацию по сравнению с безоблачным небом; полная облачность, напротив, ее уменьшает. В среднем облачность уменьшает суммарную радиацию, поэтому летом приход суммарной радиации в дополуночные часы в среднем больше, чем в послеполуночные. По той же причине в первую половину года он больше, чем во вторую.

3.10. Отражение солнечной радиации, поглощенная радиация, альbedo

Приходящая на земную поверхность суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем тонком слое почвы или более толстом слое воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности. Отношение количества солнечной радиации, отраженной данной поверхностью, к приходящей суммарной радиации называется **отражательной способностью** или **альbedo**:

$$A = \frac{R_k}{Q}, \quad (3.5)$$

где R_k – поток отраженной радиации. Обычно альbedo выражают в долях единицы или в процентах.

Альbedo земной поверхности зависит от ее свойств и состояния: цвета, влажности, шероховатости, наличия и характера растительного покрова. Темные и шероховатые почвы отражают меньше, чем светлые и гладкие. Влажные почвы отражают меньше, чем сухие, так как они темнее.

Из таблицы 3.1, в которой приведены значения альbedo различных естественных поверхностей, видно, что наибольшей отражательной способностью обладает свежеснеговывпавший снег. Слежавшийся, подтаявший и более загрязненный снег отражает гораздо меньше. Альbedo различных почв и растительного покрова различается сравнительно мало.

Альbedo естественных поверхностей несколько изменяется в течение суток, причем наибольшие значения альbedo отмечаются утром и вечером, а в дневные часы немного уменьшаются. Альbedo водных поверхностей в среднем меньше, чем альbedo поверхности суши. Объясняется это тем, что солнечные лучи значительно глубже проникают в прозрачные для них верхние слои воды, чем в почву. В воде они рассеиваются и поглощаются. Для рассеянной радиации альbedo воды в среднем составляет 8 – 10%, а для прямой оно зависит от высоты Солнца и увеличивается при ее уменьшении. При отвесном падении лучей альbedo воды составляет лишь 2 – 5%, а при малых высотах Солнца – уже 30 – 70%. Очень велика отражательная способность облаков: в среднем их альbedo составляет около 80%.

Т а б л и ц а 3. 1

Альbedo различных естественных поверхностей

Поверхность	Альbedo	Поверхность	Альbedo
Снег и лед		Поля, луга, тундра	
Свежий сухой снег	0,80 – 0,95	Рожь и пшеница	0,10 – 0,25
Чистый влажный снег	0,60 – 0,70	Картофель	0,15 – 0,25
Загрязненный снег	0,40 – 0,50	Хлопок	0,20 – 0,25
Морской лед	0,30 – 0,40	Луга	0,15 – 0,25
		Сухая степь	0,20 – 0,30
		Тундра	0,15 – 0,20
Обнаженные почвы		Древесная растительность	
Темные почвы	0,05 – 0,15	Хвойные леса	0,10 – 0,15
Влажные серые почвы	0,10 – 0,20	Лиственные леса	0,15 – 0,20
Сухие глинистые или серые почвы	0,20 – 0,25		
Сухие светлые песчаные почвы	0,25 – 0,45		

Преобладающая часть радиации, отраженной земной поверхностью и верхней поверхностью облаков, уходит за пределы атмосферы в мировое пространство. Туда же уходит около одной трети рассеянной радиации. Отношение уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающей к атмосфере, носит название **планетарного альbedo Земли**. В целом планетарное альbedo Земли оценивается в 30%, причем основную его часть составляет отражение солнечной радиации облаками.

Зная альbedo поверхности и суммарную радиацию, можно определить количество коротковолновой радиации, поглощенной данной поверхностью.

Величина $1 - A$ представляет собой коэффициент поглощения коротковолновой радиации данной поверхностью. Он показывает, какая часть суммарной радиации, приходящей на данную поверхность, ею поглощается.

3.11. Излучение земной поверхности и атмосферы

Естественные поверхности почвы, воды, снега, растительности, а также искусственно созданные человеком поверхности зданий, сооружений, уличных покрытий и т.д., поглощают приходящую к ним солнечную и атмосферную радиацию и сами излучают энергию в окружающее пространство. Под поверхностью следует понимать некоторый деятельный слой, излучение которого для краткости называют **земным излучением**. Наибольшая энергия в спектре этого излучения приходится на волну длиной около 10–15 мкм, что примерно в 20 раз длиннее волны, несущей наибольшую энергию с спектре солнечной радиации. Поэтому по сравнению с последней земное излучение в метеорологии принято называть **длинноволновым (инфракрасным)**.

Земное излучение несколько меньше излучения абсолютно черного тела при той же температуре и с большой точностью может рассматриваться как излучение «серого тела», т.е. на всех длинах волн земное излучение отличается от излучения абсолютно черного тела на один и тот же множитель. Поэтому излучение Земли можно определить по формуле

$$E_z = \delta \sigma T^4, \quad (3.6)$$

где δ – коэффициент, показывающий, какую долю от излучения абсолютно черного тела составляет излучение данной поверхности при той же температуре и называемый **относительной излучательной способностью деятельной поверхности**. Из закона Кирхгофа следует, что коэффициент δ характеризует и

поглощательную способность данной деятельной поверхности по отношению к длинноволновой радиации (табл. 3.2).

Т а б л и ц а 3. 2

**Относительная излучательная способность различных
естественных поверхностей**

Вид поверхности	Относительная излучательная способность	Вид поверхности	Относительная излучательная способность
Чернозем	0,87	Ржаное поле	0,93
Песок	0,89	Снег	0,995
Гравий	0,91	Вода	0,965
Редкая трава	0,94		

Из таблицы видно, что наибольшей излучательной способностью обладает снег, излучательная и поглощательная способность которого практически такая же, как и у абсолютно черного тела. Это вызвано рыхлой структурой снега, особенно свежеснежного.

При средней за год температуре деятельной поверхности по всему земному шару $+15^{\circ}\text{C}$, или 288 K , излучение земной поверхности равно $3,73 \cdot 10^2\text{ Вт/м}^2$. Столь большая отдача радиации с земной поверхности приводила бы к быстрому ее охлаждению, если бы этому не препятствовал обратный процесс – поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью.

Атмосфера, поглощая некоторую часть (15%) проходящей к ней солнечной радиации и большую часть излучения земной поверхности, сама излучает невидимую инфракрасную радиацию. Некоторая часть этого излучения (37 – 38%) уходит вверх в мировое пространство и называется уходящим излучением (E_{∞}), а остальная, большая его часть направлена к земной поверхности и носит

название **встречного излучения атмосферы** (E_a). Для равнинных станций умеренных широт среднее значение встречного излучения составляет 0,21 – 0,28 кВт/м², на горных станциях – 0,07 – 0,14 кВт/м². Уменьшение встречного излучения с высотой объясняется уменьшением содержания водяного пара.

Длинноволновую радиацию деятельного слоя в атмосфере поглощают главным образом водяной пар и углекислый газ. Но количество углекислого газа в атмосфере незначительно по сравнению с количеством водяного пара, поэтому он в основном поглощает длинноволновую радиацию. Он же является и одним из основных источников встречного излучения.

В естественных условиях на деятельной поверхности взаимодействуют два потока длинноволновой радиации: земное излучение E_z и поглощенная часть встречного излучения атмосферы δE_a . Разность этих потоков есть фактическая потеря тепла деятельной поверхностью в виде лучистой энергии, называемая эффективным излучением:

$$E_{эф} = E_z - E_a . \quad (3.7)$$

В ясные ночи эффективное излучение составляет около 0,07 – 0,10 кВт/м² на равнинных станциях умеренных широт и до 0,14 кВт/м² на высокогорных станциях, где меньше встречное излучение. С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает. В среднем земная поверхность в средних широтах через эффективное излучение теряет примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

Из-за сильного поглощения длинноволновой радиации водяным паром, а в меньшей степени также углекислым газом и озоном атмосфера задерживает

значительную часть излучения деятельного слоя. Днем же она сравнительно свободно пропускает к земной поверхности коротковолновую солнечную радиацию. Такое влияние атмосферы на тепловой режим называется **парниковым**, или **оранжерейным** эффектом по внешней аналогии с действием стекол теплицы.

Если бы Земля была лишена атмосферы, то средняя температура ее деятельной поверхности была бы не $+15^{\circ}\text{C}$, а -23°C , что совершенно изменило бы как характер многих атмосферных процессов, так и условия жизни на ней.

3.12. Радиационный баланс земной поверхности и системы Земля – атмосфера

Радиационным балансом деятельной поверхности называется разность между всеми приходящими на эту поверхность и уходящими от нее потоками лучистой энергии. В случае горизонтальной поверхности к приходной части баланса относятся прямая радиация S' , приходящая на горизонтальную поверхность, рассеянная радиация D и встречное излучение атмосферы E_a . Расход радиации складывается из отраженной коротковолновой радиации R_k , длинноволнового излучения деятельной поверхности E_s и отраженной от нее части встречного излучения атмосферы R_d . Уравнение полного радиационного баланса имеет вид:

$$B = (S' + D)(1 - A) - E_{эф}. \quad (3.8)$$

Радиационный баланс представляет собой фактический приход или расход лучистой энергии на деятельной поверхности, от которого зависит, будет ли происходить ее нагревание или охлаждение. Если приход лучистой энергии больше ее расхода, то радиационный баланс положителен и поверхность нагре-

вается. Если же приход меньше расхода, то он отрицателен и поверхность охлаждается. Радиационный баланс в целом, как и отдельные его компоненты, зависит от многих факторов. Особенно сильно на него влияет высота Солнца, продолжительность солнечного сияния, характер и состояние деятельной поверхности, замутнение атмосферы, содержание в ней водяного пара, облачность.

Радиационный баланс днем обычно положителен, особенно летом. Примерно за 1 час до захода Солнца (исключая зимнее время) расход лучистой энергии начинает превышать ее приход и радиационный баланс становится отрицательным. Приблизительно через 1 час после восхода он снова становится положительным. Суточный ход баланса днем при ясном небе примерно параллелен ходу прямой солнечной радиации. В течение ночи радиационный баланс обычно меняется мало, но под влиянием переменной облачности он может меняться весьма значительно.

Радиационный баланс системы Земля – атмосфера представляет собой баланс лучистой энергии в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения, простирающемся от деятельной поверхности до верхней границы атмосферы. Его приходная часть состоит из солнечной радиации, поглощенной деятельной поверхностью и атмосферой, а расходная – из той части длинноволнового излучения земной поверхности и атмосферы, которая уходит в мировое пространство:

$$B_{3-a} = (S' + D)(1 - A) + q' - E_{\infty}, \quad (3.9)$$

где q' – солнечная радиация, поглощенная атмосферой; E_{∞} – уходящее длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы. Радиационный баланс

системы Земля – атмосфера положителен в поясе от 30° ю.ш. до 30° с.ш., а в более высоких широтах он отрицателен.

Вопросы к главе 3

1. Как в метеорологии принято подразделять электромагнитную радиацию?
2. В чем суть гипотезы о тепловом и лучистом равновесии Земли?
3. Каков спектральный состав солнечной радиации вне земной атмосферы и на земной поверхности?
4. Что такое солнечная постоянная, от чего она зависит?
5. Что называется прямой солнечной радиацией?
6. Какие изменения происходят с солнечной радиацией при проникновении ее в атмосферу?
7. Как поглощается солнечная радиация в атмосфере? Какие вещества наиболее сильно и в каких участках спектра поглощают солнечную радиацию?
8. Как происходит рассеяние солнечной радиации в атмосфере? Как формулируется закон Рэлея?
9. Что называется коэффициентом прозрачности атмосферы, от чего он зависит?
10. Что такое фактор мутности?
11. Чем характеризуется и от чего зависит суточный и годовой ход прямой солнечной радиации?
12. Что такое альbedo поверхности, что оно характеризует?
13. Каков спектральный состав излучения Земли?
14. Что такое эффективное излучение?
15. Что такое «парниковый эффект», какие газы его создают?
16. Дайте характеристику радиационного баланса земной поверхности.

Глава 4.

Тепловое состояние атмосферы и земной поверхности

Причины изменений температуры воздуха, тепловой баланс земной поверхности, различия в тепловом режиме почвы и водоемов, суточный ход температуры воздуха и его изменение с высотой, неперидические изменения температуры воздуха, межсуточная изменчивость температуры воздуха, заморозки, годовая амплитуда температуры воздуха и континентальность климата, среднее распределение температуры воздуха с высотой, стратификация атмосферы, ее роль в развитии вертикальных движений, инверсии температуры и их типы.

4.1. Причины изменений температуры воздуха

Тепловым режимом атмосферы называют характер распределения и непрерывные изменения температуры в атмосфере. Тепловой режим определяется теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой, т.е. деятельной поверхностью, соседними массами или слоями воздуха и космическим пространством.

Атмосфера, за исключением верхних слоев, сравнительно слабо поглощает солнечную энергию. Непосредственное поглощение солнечной радиации в тропосфере может вызвать повышение температуры воздуха всего на величину порядка $0,5^{\circ}\text{C}$ в день. Основным источником нагревания или охлаждения нижних слоев атмосферы является тепло, получаемое ими от деятельной поверхности или ей отдаваемое. Теплообмен между деятельной поверхностью и атмосферой, а также в самой атмосфере осуществляется следующим образом.

Тонкая пленка воздуха, непосредственно соприкасающаяся с земной поверхностью, обменивается с ней теплом вследствие *молекулярной теплопроводности*.

Внутри атмосферы действует другой, более эффективный механизм теплообмена – *турбулентная теплопроводность*. Перемешивание воздуха в процессе турбулентности способствует очень быстрой передаче тепла из одних атмосферных слоев в другие. Турбулентная теплопроводность увеличивает и передачу тепла от земной поверхности в воздух или обратно. Если, например, происходит охлаждение воздуха от земной поверхности, то вследствие турбулентного перемешивания на место охладившегося воздуха непрерывно поступает более теплый воздух из расположенных выше слоев. Охлаждение воздуха непосредственно над земной поверхностью будет не так велико, как было бы при отсутствии турбулентной теплопроводности, но оно распространяется на более мощный слой атмосферы. В результате потеря тепла земной поверхностью оказывается больше.

Для высоких слоев атмосферы теплообмен с земной поверхностью имеет меньшее значение. Решающая роль в тепловом режиме в высоких слоях переходит к механизму *радиационной теплопроводности*, т.е. излучению из воздуха и поглощению радиации Солнца и атмосферных слоев, лежащих выше и ниже рассматриваемого слоя.

В высоких слоях атмосферы возрастает и значение адиабатических изменений температуры при восходящих и нисходящих движениях воздуха. Наиболее интенсивные вертикальные перемещения воздуха возникают в результате *тепловой конвекции*, т.е. переноса отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающего в свою очередь в результате сильного нагрева

нижнего слоя атмосферы. Теплые порции воздуха как более легкие поднимаются, а их место занимают более холодные, которые затем тоже нагреваются и поднимаются. Тепловая конвекция первоначально возникает как движение отдельных небольших струй, объемов, вихрей, которые постепенно сливаются, образуя мощный восходящий поток, сопровождаемый компенсирующими его нисходящими движениями в соседних районах.

Наконец, температура воздуха изменяется вследствие *фазовых переходов воды*, содержащейся в воздухе. На таяние ледяных кристаллов и испарение воды затрачивается значительное количество тепла, которое потом выделяется при конденсации, сублимации водяного пара и замерзании воды.

Из пяти перечисленных процессов обмена теплом между деятельной поверхностью и атмосферой главная роль принадлежит турбулентному перемешиванию и тепловой конвекции.

Различают индивидуальные и локальные (местные) изменения температуры. Изменения температуры, происходящие в результате описанных процессов в некотором объеме воздуха, принято называть **индивидуальными**, характеризующими изменение теплового состояния данного определенного количества воздуха. Однако температура в определенном месте может изменяться также в результате перемещения воздуха в горизонтальном направлении, т.е. при **адвекции**. Если в данное место притекает воздух с более высокой температурой, говорят об адвекции тепла, если с более низкой – об адвекции холода.

Таким образом, локальное изменение температуры в зафиксированной географической точке зависит от индивидуальных изменений состояния воздуха и от адвекции воздуха иной температуры.

4.2. Тепловой баланс земной поверхности

Изменения температуры в нижних слоях атмосферы прежде всего определяются изменениями температуры земной поверхности, следуют за ними. Земная поверхность, т.е. поверхность почвы или воды (а также растительного, снежного, ледяного покрова), непрерывно и разными способами получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх – в атмосферу и вниз – в почву или в воду.

Во-первых, на земную поверхность поступают суммарная радиация и встречное излучение атмосферы. Они в большей или меньшей степени поглощаются поверхностью, т.е. идут на нагревание верхних слоев почвы и воды. В то же время земная поверхность излучает сама и тем самым теряет тепло.

Во-вторых, к земной поверхности приходит тепло сверху, из атмосферы, путем турбулентной теплопроводности. Тем же способом тепло уходит от земной поверхности в атмосферу. Путем теплопроводности тепло также уходит от земной поверхности вниз, в почву и воду, либо приходит к земной поверхности из глубины почвы и воды.

В-третьих, земная поверхность получает тепло при конденсации на ней водяного пара из воздуха или теряет тепло при испарении с нее воды. В первом случае выделяется скрытая теплота, во втором теплота переходит в скрытое состояние.

Алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равной нулю, что и выражается уравнением теплового баланса земной поверхности.

$$B + P + G_n + L E_u = 0, \quad (4.1)$$

где B – радиационный баланс; P – приход тепла из воздуха или отдача его в воздух путем теплопроводности; G_n – приход или расход тепла путем теплообмена с более глубокими слоями почвы или воды; LE_u – потеря тепла при испарении или приход при конденсации на земную поверхность; L – удельная теплота испарения; E_u – масса испарившейся или сконденсировавшейся воды.

Смысл уравнения (4.1) состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравнивается нерадиационной передачей тепла (рис. 4.1).

Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, не следует, что температура поверхности не меняется. Если передача тепла направлена вниз, то тепло, приходящее к поверхности сверху и уходящее от нее вглубь, в значительной части остается в самом верхнем слое почвы или воды – в так называемом деятельном слое. Температура этого слоя и температура земной поверхности при этом возрастают. При передаче тепла через земную поверхность снизу вверх, в атмосферу, тепло уходит прежде всего из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности падает.

4.3. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов

Нагревание и тепловые особенности поверхностных слоев почвы и верхних слоев водных бассейнов существенно различны, поскольку в почве тепло распространяется по вертикали с помощью механизма молекулярной теплопроводности, а в воде – также и путем турбулентного перемешивания водных слоев, намного более эффективного. Кроме того, радиация глубже проникает в воду в сравнении с почвой и теплоемкость воды значительно больше, чем почвы, и одно и то же количество тепла нагревает массу воды до меньшей температуры, чем такую же массу почвы. Поэтому суточные колебания температуры

в воде распространяются на глубину порядка десятков метров, а в почве – менее 1 м. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров, а в почве – только на 10 – 20 м.

Тепло, приходящее днем и летом на поверхность воды, проникает до значительной глубины и нагревает большую толщу воды. Температура верхнего слоя и самой поверхности воды повышается при этом мало. В почве приходящее тепло распределяется в тонком верхнем слое, который сильно нагревается.

Ночью и зимой вода теряет тепло из поверхностного слоя, но взамен его приходит накопленное тепло из нижележащих слоев. Поэтому температура на поверхности воды понижается медленно. На поверхности почвы температура при отдаче тепла падает быстро: тепло, накопленное в тонком верхнем слое быстро из него уходит без восполнения снизу. В результате днем и летом температура на поверхности почвы выше температуры на поверхности воды. Это значит, что суточные и годовые колебания температуры на поверхности почвы значительно больше, чем на поверхности воды.

Вследствие указанных различий в распространении тепла водный бассейн в теплое время года накапливает в достаточно мощном слое воды большое количество тепла, которое отдает в атмосферу во время холодного сезона. Почва в течение теплого сезона отдает по ночам большую часть того тепла, которое получает днем, и мало накапливает его к зиме. В результате температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей.

4.4. Температурный режим почв

Температура на поверхности почвы имеет суточный ход. Минимум ее наблюдается примерно через полчаса после восхода Солнца, когда радиацион-

ный баланс поверхности почвы становится равным нулю – отдача тепла из верхнего слоя почвы эффективным излучением уравнивается возросшим притоком суммарной радиации. Затем температура поверхности почвы растет до 13–14 ч и достигает максимума в суточном ходе. После этого начинается ее падение. Радиационный баланс в послеполуденные часы и до вечера остается положительным, но отдача тепла в дневные часы из верхнего слоя почвы в атмосферу происходит не только вследствие эффективного излучения, а и путем возросшей теплопроводности и увеличившегося испарения воды. Продолжается и передача тепла в глубь почвы. Эти потери тепла оказываются значительно большими, чем радиационный приток, поэтому температура на поверхности почвы падает с 13–14 ч до утреннего минимума.

Рассмотренный характер суточного хода температуры поверхности почвы в отдельные дни может существенно искажаться за счет влияния изменяющейся облачности, осадков и неперидических (адвективных) изменений температуры воздуха.

Максимальные температуры на поверхности почвы обычно выше, чем в воздухе, поскольку днем солнечная радиация нагревает почву, а уже от нее нагревается воздух. В умеренных широтах летом на поверхности обнаженной почвы наблюдаются температуры $+55^{\circ}\text{C}$, а в пустынях – до $+80^{\circ}\text{C}$. Ночные минимумы, наоборот, на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, так как прежде почва выхолаживается эффективным излучением, а уже от нее охлаждается воздух. В умеренных широтах зимой ночные температуры на поверхности покрытой снегом почвы могут падать ниже -50°C , летом – до нуля. Во внутренних районах Антарктиды в отдельных случаях температура снежной поверхности может опускаться до -90°C .

Разность между суточным максимумом и суточным минимумом температуры называется **суточной амплитудой** температуры. Суточные амплитуды сильно зависят от ряда факторов, прежде всего от облачности. В безоблачную погоду у земной поверхности велика солнечная радиация днем и эффективное излучение ночью. Поэтому дневной максимум особенно высок, а ночной минимум низок и, следовательно, велика суточная амплитуда. В облачную погоду дневной максимум понижен, а ночной минимум повышен и меньше суточная амплитуда.

Суточный ход температуры почвы зависит также от экспозиции (ориентации по отношению к странам света) склонов. Ночное излучение одинаково на склонах любой ориентации, но дневное нагревание почвы наибольшее на склонах южной ориентации и наименьшее на северных склонах. Также суточный ход температуры почвы зависит от почвенного покрова. Растительный покров уменьшает ночное охлаждение почвы, поскольку ночное излучение происходит преимущественно с поверхности растительности. Днем растительность препятствует радиационному нагреванию почвы. В результате суточная амплитуда и средняя суточная температура почвы уменьшаются.

Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерного охлаждения. Излучение идет с поверхности снежного покрова, почва под ним остается более теплой, чем обнаженная почва. Суточная амплитуда температуры на ее поверхности резко уменьшается. Зимнее промерзание почвы под снегом достигает глубин порядка 40 см, а без снега – более 100 см. Таким образом, растительный покров летом снижает температуру на поверхности почвы, а снежный покров зимой ее повышает, что уменьшает годовую амплитуду температуры

поверхности почвы приблизительно на 10°C по сравнению с обнаженной почвой.

Установлено, что к распространению тепла в почве с достаточной точностью применима общая теория молекулярной теплопроводности Фурье. Фурье установил законы распространения тепла в почве. Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают колебания температуры. Независимо от типа почвы период колебаний температуры не изменяется с глубиной (первый закон Фурье), но амплитуды колебаний с глубиной уменьшаются по закону

$$A_z = A_0 \exp\left(-z \sqrt{\frac{\pi}{kT_k}}\right), \quad (4.2)$$

где A_0 – амплитуда колебаний температуры на поверхности почвы; A_z – амплитуда колебаний температуры на глубине z ; T_k – период колебаний; k – коэффициент температуропроводности почвы. Возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в прогрессии геометрической (второй закон Фурье). На некоторой глубине (около 70–100 см; в разных случаях различной) суточная амплитуда убывает практически до нуля и начинается слой постоянной суточной температуры.

Годовые колебания проникают до большей глубины, что объясняется более длительным временем их распространения. Амплитуды годовых колебаний убывают практически 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.

Сроки наступления экстремумов как в суточном, так и в годовой ходе запаздывают с глубиной пропорционально увеличению глубины (третий закон Фурье)

$$\tau = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{T_k}{\pi k}}, \quad (4.3)$$

где τ – время запаздывания. Суточные экстремумы запаздывают на 2,5 – 3,5 ч на каждые 10 см глубины. Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20 – 30 дней на каждый метр глубины.

Глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний, т.е. как 1 : $\sqrt{365}$ (четвертый закон Фурье). Это значит, что глубина, на которой затухают годовые колебания, приблизительно в 19 раз больше глубины затухания суточных колебаний.

Указанные законы достаточно хорошо подтверждаются результатами наблюдений. Осложнения вызываются неоднородностью состава и структуры почвы и распространением тепла в глубь почвы вместе с просачивающейся водой, что, естественно, не подчиняется законам молекулярной теплопередачи.

С различиями в годовом ходе температуры на разных глубинах связано распределение температуры в почве по вертикали в разные сезоны: летом температура от поверхности почвы в глубину падает, зимой – растет; весной она сначала убывает, а потом растет; осенью – сначала растет, а затем убывает.

4.5. Температурный режим водоемов

Как указано в параграфе 4.3, основное отличие в распространении тепла в водоеме по сравнению с почвой состоит в том, что тепло в воде распространяется преимущественно путем турбулентности. Поэтому и нагревание и охла-

ждение распространяются в водоемах на более толстый и обладающий большей теплоемкостью слой, чем в почве. Вследствие этого изменения температуры на поверхности воды незначительны. Суточная амплитуда составляет около $0,1 - 0,2^{\circ}\text{C}$ в умеренных широтах, около $0,5^{\circ}\text{C}$ в тропиках. В южных морях Европы суточная амплитуда больше – $1-2^{\circ}\text{C}$; на поверхности больших озер в умеренных широтах еще больше – $2-5^{\circ}\text{C}$. Суточные колебания температуры воды на поверхности океана имеют максимум около 15–16 ч и минимум через 2–3 ч после восхода Солнца.

Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности океана значительно больше суточной, но меньше, чем годовая амплитуда на поверхности почвы. В тропиках она составляет $2-3^{\circ}\text{C}$, под 40° с.ш. – около 10°C , а по 40° ю.ш. – около 5°C . На внутренних морях и глубоководных озерах возможны значительно большие годовые амплитуды – до 20°C и более. Как суточные, так и годовые колебания распространяются в воде (также с запозданием) до больших глубин, чем в почве. Суточные колебания обнаруживаются в море на глубинах до 15–20 м и более, а годовые – до 150–400 м.

4.6. Суточный ход температуры воздуха и его изменение с высотой

Суточный ход температуры воздуха определяется суточным ходом температуры деятельной поверхности. Тепло, поглощенное этой поверхностью, частично распространяется в глубь почвы или водоема, а другая его часть нагревает прилегающий слой атмосферы и затем распространяется в вышележащие слои. При этом происходит некоторое запаздывание роста и понижения температуры воздуха по сравнению с изменением температуры почвы.

Минимальная температура воздуха на высоте 2 м наблюдается перед восходом Солнца. По мере его поднятия над горизонтом температура воздуха в течение 2 – 3 ч быстро повышается. Затем рост температуры замедляется. Максимум ее наступает через 2 – 3 ч после полудня. Далее температура понижается – сначала медленно, а затем более быстро.

Над морями и океанами максимум температуры воздуха наступает на 2 – 3 ч раньше, чем над материками, причем амплитуда суточного хода температуры воздуха над крупными водоемами больше амплитуды колебания температуры водной поверхности. Это объясняется тем, что поглощение солнечной радиации воздухом и собственное его излучение над морем значительно больше, чем над сушей, так как над морем в воздухе содержится больше водяного пара.

Особенности суточного хода температуры воздуха выявляются при осреднении результатов длительных наблюдений, при котором исключаются отдельные неперiodические нарушения суточного хода, связанные с вторжениями теплых и холодных воздушных масс. При установившейся погоде изменение температуры воздуха в течение суток выражено достаточно отчетливо. Но амплитуда суточного хода температуры воздуха над сушей всегда меньше, чем амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы. Амплитуда суточного хода температуры воздуха зависит от широты места, времени года, характера деятельной поверхности, облачности, рельефа местности и высоты над уровнем моря.

С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота Солнца над горизонтом. В умеренных широтах наименьшие амплитуды наблюдаются зимой, а наибольшие – летом. Весной они несколько больше, чем осенью.

Чем больше суточная амплитуда температуры самой поверхности почвы, тем больше и суточная амплитуда температуры воздуха над ней. В степях и пустынях она достигает иногда 30°C. Над густым растительным покровом она меньше; в приморских местностях меньше, чем в глубине суши. Очевидно, что малые суточные амплитуды температуры поверхности моря определяют и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Однако они все же больше, чем суточные амплитуды самой поверхности моря.

В ясные дни амплитуда суточного хода температуры больше, чем в облачные. На выпуклых формах рельефа (горы, холмы, возвышенности) суточная амплитуда температуры воздуха меньше, чем на равнинной местности, а в вогнутых формах (котловины, долины, ложбины) – больше (закон А.И.Воейкова).

С увеличением высоты места амплитуда суточного хода уменьшается, а моменты наступления экстремумов сдвигаются на более позднее время. Такой же эффект, но более резко выраженный, наблюдается и в атмосфере, где радиационная передача тепла происходит, как и в воде, преимущественно путем турбулентной теплопроводности. Но воздух более подвижен, чем вода, и турбулентная теплопроводность в нем значительно больше. Следовательно, суточные колебания температуры в атмосфере распространяются на более мощный слой, чем в океане. На высоте 300 м над сушей амплитуда суточного хода температуры воздуха составляет около 50% амплитуды у земной поверхности, а экстремумы наступают на 1,5 – 2 ч позже, на высоте 2 – 5 км амплитуда составляет 0,5 – 1°C, а дневной максимум смещается на вечер. Небольшие суточные колебания температуры обнаружены даже в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Но там они связаны с процессами поглощения и излучения радиации, а не с влиянием земной поверхности.

4.7. Непериодические изменения температуры воздуха

Во внетропических широтах непериодические изменения температуры воздуха настолько часты и значительны, что суточный ход температуры отчетливо проявляется лишь в периоды относительно устойчивой малооблачной погоды. В остальное время он искажается непериодическими изменениями, которые в тропических широтах менее значительны и не так сильно нарушают ее суточный ход.

Непериодические изменения температуры связаны главным образом с адвекцией воздушных масс из других районов Земли. Особенно значительные похолодания (волны холода) происходят в умеренных широтах в связи с вторжениями холодных воздушных масс в северном полушарии из Арктики, а в южном из Антарктиды. Сильные повышения температуры вызываются активными вторжениями воздуха из тропиков в умеренные и высокие широты.

Перемещения воздушных масс, приводящие к активным изменениям температуры, связаны с циклонической деятельностью. На меньших пространствах резкие непериодические изменения температуры могут быть связаны с фенами, т.е. адиабатическим нагреванием воздуха при его нисходящем движении вдоль горных склонов (см. главу 6).

4.8. Междусуточная изменчивость температуры воздуха, заморозки

Характеристикой непериодических колебаний температуры в том или ином месте может служить междусуточная изменчивость температуры, т.е. среднее изменение средней суточной температуры воздуха от одних суток к другим. В отдельных случаях эти изменения могут достигать с умеренных ши-

ротах 25 и даже 35°C, но обычно они значительно меньше – всего несколько градусов.

Междусуточная изменчивость температуры (среднее многолетнее значение абсолютных (без учета знака) величин реальных изменений температуры от суток к суткам) наряду со средней температурой и средней амплитудой суточного хода является одной из климатических характеристик. Эта характеристика тем больше, чем чаще и сильнее адвективные изменения температуры, происходящие в данной местности.

Междусуточная изменчивость температуры небольшая в тропиках и возрастает с широтой. Зимой она больше, чем летом. Особенно велика она на севере Западной Сибири и во внутренних районах Северной Америки (зимой – 5 – 6°C, летом до 3,5°C).

С высотой междусуточная изменчивость температуры растет примерно до 10 – 12 км, т.е. во всей тропосфере. В Европе на уровне тропопаузы она составляет примерно 4°C, в Северной Америке около 6,5°C. В более высоких слоях междусуточная изменчивость температуры убывает.

С суточным ходом температуры и непериодическими ее понижениями связано практически важное явление заморозков, т.е. понижения температуры воздуха и почвы ночью до нуля и ниже, в то время как средние суточные температуры уже (или еще) держатся выше нуля. Чаще всего заморозки возникают при вторжениях в данный район достаточно холодной воздушной массы, например арктического происхождения. Для заморозка нужна ясная и тихая ночь, когда эффективное излучение с поверхности почвы велико, а турбулентный обмен мал, и тогда воздух, охлаждающийся от почвы, не переносится в более высокие слои, а подвергается длительному охлаждению, поэтому заморозки чаще

происходят в низинах, где холодный воздух застаивается и охлаждается дольше.

4.9. Годовая амплитуда температуры воздуха и континентальность климата

Температура воздуха в каждом отдельном месте имеет годовой ход: средние месячные температуры в зимние месяцы ниже, в летние – выше. Разность средних месячных температур самого теплого и самого холодного месяца называют **годовой амплитудой температуры воздуха**.

Годовая амплитуда температуры воздуха растет с географической широтой. На экваторе приток солнечной радиации в течение года меняется мало. По направлению к полюсам различия в поступлении солнечной радиации зимой и летом возрастают, а вместе с ними возрастают и годовые амплитуды температуры воздуха. Над океанами вдали от берегов широтное изменение годовой амплитуды невелико. Годовые амплитуды температуры над сушей значительно больше, чем над морем. Над сравнительно небольшими материками Южного полушария они превышают 15°C , а в Азии на широте 60° достигают 60°C , в то время как вдали от материков в южной части Тихого океана – лишь $3 - 5^{\circ}\text{C}$. Не только моря, но и большие озера уменьшают годовую амплитуду температуры воздуха и смягчают климат. Однако величина годовой амплитуды температуры зависит не просто от характера подстилающей поверхности или от близости данного места к береговой линии, но и от повторяемости в данном месте воздушных масс морского или континентального происхождения.

С высотой годовая амплитуда температуры убывает. В горах внетропического пояса температура убывает в среднем на 2°C на каждый километр высоты, в свободной атмосфере больше. Во внетропических широтах значитель-

ный годовой ход температуры остается в верхней тропосфере и стратосфере. Он определяется сезонным изменением условий поглощения и отдачи радиации не только и не столько земной поверхностью, но и воздухом.

Климат над морем, характеризующийся малыми годовыми амплитудами температуры, называют **морским**, в отличие от **континентального** климата над сушей с большими амплитудами температуры. Морской климат распространяется и на прилегающие к морю области материков, над которыми велика повторяемость морских воздушных масс. Области океанов, где преобладают воздушные массы с близлежащего материка, обладают скорее континентальным, чем морским климатом.

Большая амплитуда температуры в континентальном климате умеренных и высоких широт в сравнении с морским климатом создается не столько повышением летних температур, сколько понижением зимних. В тропических широтах, наоборот, повышенная амплитуда над сушей создается не столько более холодной зимой, сколько более жарким летом. Поэтому средняя годовая температура в тропиках выше в континентальном климате, а в умеренных и высоких широтах – в морском.

Так как непериодические изменения температур каждый год происходят по-разному, то и средняя годовая температура воздуха в каждом отдельном пункте в разные годы различна. Средняя температура того или иного месяца от года к году изменяется в еще более широких пределах.

Отклонение средней месячной температуры от климатической нормы называют **аномалией** средней месячной температуры данного месяца. Средняя многолетняя величина из абсолютных значений месячных аномалий темпера-

туры принята за меру изменчивости, которая тем больше, чем интенсивнее непериодические изменения температуры в данной местности.

Изменчивость средних месячных температур возрастает с широтой: в тропиках она небольшая, в умеренных широтах значительная, в морском климате меньше, чем в континентальном. Особенно велика изменчивость в переходных областях между морским и континентальным климатом, где в одни годы могут преобладать морские воздушные массы, в другие – континентальные.

4.10. Среднее распределение температуры воздуха с высотой

В атмосфере наблюдаются как падение, так и рост температуры с высотой. В нижней части атмосферы (в тропосфере) возможно и то и другое, но падение температуры с высотой преобладает. В среднем вертикальный градиент температуры $0,5-0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В нижних 4 км он ближе к $0,5^{\circ}/100\text{ м}$, в полярных областях и зимой в средних широтах уменьшается до $0,1-0,4^{\circ}/100\text{ м}$, в верхней части тропосферы возрастает до $0,7-0,8^{\circ}/100\text{ м}$.

В переходном слое (тропопаузе) вертикальный градиент убывает до $0,1-0,2^{\circ}/100\text{ м}$. В высоких широтах тропопауза в среднем лежит на высоте 8–10 км, в средних широтах – 10–12, а вблизи экватора – выше 16 км. Выше тропопаузы, в стратосфере падение температуры сменяется повышением, но отрицательные вертикальные градиенты здесь малы по абсолютной величине. В первом приближении нижнюю стратосферу можно даже считать изотермическим слоем. Вследствие того, что тропосферное падение температуры в тропиках распространяется до больших высот, температура на уровне тропопаузы и над ним в тропиках очень низкая: круглый год от -70 до -80°C , а в отдельных случаях ни-

же -90°C . В умеренных широтах температура нижней стратосферы значительно выше (-55°C) и с небольшим годовым ходом.

В полярных областях температура тропопаузы летом еще выше, чем в умеренных широтах, особенно в Арктике (-45°C). Над тропопаузой, в нижней стратосфере, она повышается даже до -35°C . Таким образом, летом полярная стратосфера много теплее, чем стратосфера тропическая. Зимой тропопауза над Арктикой имеет температуру порядка -60°C и над Антарктикой около -70°C . В нижней стратосфере температуру еще ниже. Следовательно, зимой стратосфера над полярными областями почти также холодна, как и над тропиками. В тропиках стратосфера холодна круглый год, а в полярных областях только зимой.

Высота тропопаузы и температура на этом уровне меняются и день ото дня. Эти изменения (иногда по высоте на 3 км и больше, а по температуре на $10\text{--}20^{\circ}\text{C}$) связаны с прохождением областей высокого и низкого давления – циклонов и антициклонов. В циклонах тропопауза снижается, температура ее повышается; в антициклонах она приподнимается, а температура ее понижается.

Распределение температуры внутри слоя тропопаузы может представлять собой непрерывный переход положительных тропосферных градиентов температуры к отрицательным стратосферным. Иногда в слое тропопаузы наблюдается резкая инверсия температуры, т.е. ее скачкообразный рост с высотой.

Вертикальное распределение температуры в тропосфере не является только результатом лучистого равновесия, поскольку воздух в тропосфере находится в состоянии постоянного турбулентного перемешивания, включая и термическую конвекцию. Восходящий воздух адиабатически охлаждается на

1°C на 100 м, пока он не насыщен, и на несколько десятых долей градуса на 100 м, когда он достиг состояния насыщения. Опускающийся воздух нагревается на 1°C на каждые 100 м спуска, а если в нем есть испаряющиеся продукты конденсации (капли или кристаллы воды), то меньше чем на градус. В результате подъема одних и опускания других элементов турбулентности (в процессе перемешивания) устанавливается такое вертикальное распределение температуры, при котором вертикальные градиенты в атмосферном столбе заключаются между величинами сухоадиабатического и влажноадиабатического градиентов температуры, т.е. между 1°/100 м и несколькими десятками долями градуса.

Вертикальные градиенты температуры в нижней части тропосферы будут меньше, чем при лучистом равновесии, а в верхней – больше. Такое тепловое состояние атмосферы называется **конвективным равновесием**. Тропосфера в среднем близка к такому равновесию.

Распределение температуры в стратосфере определяется повышенным содержанием в ней озона, сильно поглощающего радиацию, а его содержание растет с высотой. В результате в стратосфере устанавливается по вертикали температура лучистого равновесия, мало меняющаяся или растущая с высотой.

Наиболее регулярные отклонения от средних вертикальных градиентов температуры наблюдаются в нижних слоях тропосферы – приземном и слое трения, особенно подверженных влиянию земной поверхности. В средних широтах в летние дни над перегретой почвой возникают в нижних метрах вертикальные градиенты, значительно превышающие сухоадиабатический. Ночью над охлажденной почвой вертикальные градиенты в приземном слое воздуха уменьшаются и даже меняют знак (инверсия температуры), особенно в ясную погоду, когда велико эффективное излучение.

4.11. Стратификация атмосферы, ее роль в развитии вертикальных движений

В атмосфере постоянно возникают вертикальные движения, играющие значительную роль во многих процессах, например, в переносе тепла и влаги, образовании облаков и осадков и др. Движения эти возникают по разным причинам, важнейшими из которых являются: отличие температуры некоторой воздушной частицы от температуры окружающего воздуха, натекание воздушных потоков на различного рода неровности на земной поверхности и т.п. Для дальнейшего развития возникших первоначально вертикальных движений и их интенсивности важнейшим фактором является соотношение между температурой перемещающейся по вертикали воздушной массы $T'(z)$ и температурой в окружающей среде $T(z)$, или, иначе говоря, распределение по вертикали температуры в атмосфере.

Характер распределения в некотором слое температуры воздуха с высотой называется **термической стратификацией** этого слоя. В зависимости от вертикального распределения температуры слой может находиться в состоянии устойчивого, безразличного или неустойчивого равновесия.

Такое состояние атмосферы, при котором возникшие движения не развиваются, а затухают (воздушная частица получает отрицательное ускорение), называется **устойчивым**. Если при вертикальном смещении частица не приобретает ускорение, то имеет место **безразличное** равновесие. Наконец, если смещенная по вертикали воздушная частица получает положительное ускорение (совпадающее с направлением скорости), то такое состояние называется **неустойчивым**.

Из основного уравнения статики (2.8) следует, что воздух находится в равновесии в том случае, когда вертикальная составляющая силы гидростатического давления, отнесенная к единице массы, уравновешивается силой тяжести. Это справедливо в предположении горизонтальной однородности температуры и квазистатичности. Однако в силу тех или иных причин может оказаться, что $T'(z) \neq T(z)$ и $\rho \neq \rho'$, тогда под действием силы

$$f = g\rho - g\rho' \quad (4.4)$$

приобретает вертикальное ускорение и начинает смещаться. Величина этого ускорения, т.е. силы, отнесенной к единице массы, по закону Архимеда выразится в виде

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g(\rho - \rho')}{\rho'} = g\left(\frac{\rho}{\rho'} - 1\right), \quad (4.5)$$

или, так как $\frac{\rho}{\rho'} = \frac{T'}{T}$ (при условии квазистатичности, когда $p = p'$),

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g\left(\frac{T'}{T} - 1\right) = g\frac{T' - T}{T}. \quad (4.6)$$

Следовательно, если масса воздуха на некотором уровне окажется теплее окружающего воздуха ($T' > T$), то она, испытывая положительное ускорение, будет подниматься вверх; при ($T' < T$) она испытывает отрицательное ускорение и будет опускаться вниз. Величина этого ускорения может быть незначительной. При температуре окружающего воздуха $T = 273$ К при разности $T' - T = 1^\circ$ оно будет равно $3,6$ см/сек².

При этих перемещениях температура воздушной массы в условиях адиабатичности будет изменяться по закону

$$T' = T'_0 - \gamma_a \Delta z, \quad (4.7)$$

где T'_0 – начальная температура, а Δz – расстояние, на которое переместиться частица.

Полагая, что в окружающем воздухе температура изменяется также по линейному закону, получим

$$T = T_0 - \gamma \Delta z, \quad (4.8)$$

где γ – фактический вертикальный градиент температуры.

Тогда

$$T' - T = (T'_0 - T_0) - (\gamma_a - \gamma) \Delta z \quad (4.9)$$

и, следовательно, ускорение (4.6) будет равно

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{T'_0 - T_0}{T} - g \frac{\gamma_a - \gamma}{T} \Delta z. \quad (4.10)$$

Отсюда видно, что ускорение определяется двумя причинами, влияние которых и представлено двумя слагаемыми в правой части последнего уравнения. Первое слагаемое выражает зависимость ускорения от величины начального перегрева ($T'_0 - T_0$) частицы по отношению к окружающему воздуху. Второе слагаемое дает зависимость ускорения от стратификации атмосферы ($\gamma_a - \gamma$).

Начальное вертикальное смещение некоторой воздушной массы может произойти не только в результате ее перегрева или охлаждения, но также и под воздействием механических причин. Если некоторая воздушная масса будет перемещена по вертикали и в результате этого температура T' окажется отличной от температуры окружающей среды, то возможность дальнейшего движения (после прекращения действия внешних сил) определится разностью ($T' - T$) и величиной градиента γ . В этом случае (поскольку $\Delta T_0 = T'_0 - T_0 = 0$) получим

$$T' - T = \Delta T = -(\gamma_a - \gamma) \Delta z, \quad (4.11)$$

а ускорение, действующее на частицу, составит

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g}{T} (T' - T) = -\frac{g}{T} (\gamma_a - \gamma) \Delta z. \quad (4.12)$$

Если $\gamma_a - \gamma = 0$, т.е. $\gamma_a = \gamma$, то ускорение будет равно нулю и масса воздуха, поднятая на высоту внешней силой, по прекращении действия последней здесь же и останется, что соответствует безразличному равновесию. Если $\gamma_a - \gamma > 0$, т.е. $\gamma_a > \gamma$, то ускорение отрицательно, и масса воздуха после прекращения действия внешних сил возвращается вновь в исходное положение. Это так называемое устойчивое равновесие. И, наконец, если $\gamma_a - \gamma < 0$, т.е. $\gamma_a < \gamma$, то ускорение положительно, и масса воздуха, выведенная из начального состояния, будет продолжать свое движение, что соответствует неустойчивому равновесию.

Все сказанное относилось к сухому или влажному ненасыщенному воздуху. Если частица воздуха содержит водяной пар в состоянии насыщения, то для определения характера стратификации фактический вертикальный градиент сравнивается с влажноадиабатическим, значение которого меньше сухоадиабатического и зависит от температуры и давления.

Таким образом, в атмосфере существуют следующие типы стратификации:

- 1) $\gamma > \gamma_a > \gamma_{ea}$ – сухо- и влажнонеустойчивая или абсолютно неустойчивая стратификация;
- 2) $\gamma = \gamma_a > \gamma_{ea}$ – сухобезразличная и влажнонеустойчивая стратификация;
- 3) $\gamma_a > \gamma > \gamma_{ea}$ – сухоустойчивая и влажнонеустойчивая или условно устойчивая стратификация;

4) $\gamma_a > \gamma_{\text{ва}} = \gamma_{\text{ва}}$ – сухоустойчивая и влажнобезразличная стратификация;

5) $\gamma < \gamma_{\text{ва}} < \gamma_a$ – сухо- и влажноустойчивая или абсолютно устойчивая стратификация.

Итак, конвекция развивается только при неустойчивой стратификации. Чем неустойчивее стратификация, т.е. чем больше вертикальные градиенты температуры превышают адиабатические градиенты (сухоадиабатический для ненасыщенного и влажноадиабатический для насыщенного воздуха), тем сильнее развивается конвекция.

Как неустойчивость стратификации, так и конвекция особенно велики около полудня и в первые послеполуденные часы. Поэтому кучевые облака, ливневые осадки и грозы над сушей, связанные с конвекцией, имеют максимальное развитие именно после полудня. Над морем существенного увеличения конвекции днем нет, но несколько возрастает неустойчивость стратификации ночью в связи с тем, что у поверхности моря температура ночью остается почти такой же, как и днем, а на высотах свободной атмосферы падает вследствие излучения из воздуха.

4.12. Инверсии температуры и их типы

Падение температуры с высотой является нормальным явлением для тропосферы, поэтому инверсии можно считать отклонениями от нормального состояния. Однако инверсии температуры в тропосфере – почти повседневное явление, но они захватывают незначительные по сравнению со всей толщей тропосферы слои. Инверсии заметно влияют на развитие различных атмосферных процессов, поскольку имеют наиболее устойчивую стратификацию и препятствуют развитию восходящих движений воздуха. В качестве переходного

случая между нормальным падением температуры с высотой и инверсией можно выделить явление вертикальной изотермии, когда температура в некотором слое с высотой не меняется.

Инверсия характеризуется высотой нижней границы инверсионного слоя, вертикальной его протяженностью (толщиной) и скачком температуры, т.е. разностью температур на верхней и нижней границах слоя. Инверсии в тропосфере могут возникать на разных высотах. По высоте нижней границы инверсии разделяются на приземные, т.е. начинающиеся от деятельной поверхности, и инверсии свободной атмосферы. Толщина инверсионных слоев изменяется от нескольких десятков метров до 2–3 км, а скачок температуры – от 2 до 10°C и более.

В зависимости от условий образования приземные инверсии разделяются на **радиационные** и **адвективные**. Первые возникают при охлаждении приземного слоя воздуха, соприкасающегося с земной поверхностью, которая охлаждается путем излучения. Радиационные инверсии разделяют на летние (ночные) и зимние. Особенно усиливаются радиационные инверсии при резко неоднородном рельефе, в этом случае они называются **орографическими**.

Адвективные инверсии образуются при натекании теплого воздуха на более холодную земную поверхность. В этом случае нижние слои натекающего воздуха отдают часть своего тепла земной поверхности.

Инверсии свободной атмосферы по условиям образования разделяются на инверсии турбулентности (трения), динамические, антициклонические (сжатия, оседания) и фронтальные.

Инверсии **турбулентности (трения)** образуются на высоте нескольких сотен метров, т.е. над слоем атмосферы, в котором особенно сильно развивает-

ся турбулентное перемешивание, обусловленное трением воздуха о поверхность земли.

Динамические инверсии возникают в слоях с большими скоростями ветра. Причина их образования заключается в том, что воздушный поток, движущийся с большой скоростью, засасывает воздух из выше- и нижележащих слоев, в которых скорость ветра меньше. В результате на верхнем уровне слоя больших скоростей развиваются нисходящие движения, в которых температура воздуха адиабатически растет, а на нижнем – восходящие, где температура адиабатически понижается. Таким образом, возникает перераспределение температур и в средней части слоя больших скоростей развивается инверсионное распределение температуры.

Антициклонические инверсии (**сжатия, оседания**) образуются в областях повышенного давления, в центральной части которых возникают нисходящие потоки воздуха, где температура каждой порции воздуха адиабатически растет. Вследствие более высокого давления на нижних уровнях опускающийся воздух сжимается и растекается по горизонтали от центра области к периферии, не достигая земной поверхности. Частицы, опустившиеся из более высоких слоев, проходят большее расстояние по вертикали, поэтому они больше нагреваются. Антициклоническая инверсия образуется чаще всего на высоте 1–2 км и может иметь большую вертикальную протяженность.

Фронтальные инверсии образуются в переходных зонах между холодным и теплым воздухом. В них наблюдаются резкое изменение вертикального градиента температуры. Высота нижней границы инверсионного слоя над данным пунктом зависит от расстояния между этим пунктом и линией фронта на

земной поверхности. Чем дальше находится пункт от линии фронта, тем выше располагается инверсия.

Вопросы к главе 4

1. Что называют тепловым режимом атмосферы? Перечислите основные процессы, определяющие теплообмен между воздухом и окружающей средой. Каково относительное значение этих процессов для различных слоев атмосферы?
2. Какие изменения температуры различают в атмосфере?
3. Объясните процесс нагревания или охлаждения деятельного слоя земной поверхности. Перечислите составляющие теплового баланса земной поверхности.
4. Как физические процессы, определяющие различие в тепловом режиме почв и водоемов, влияют на температуру поверхности суши и моря?
5. Что такое амплитуда суточного и годового хода температуры деятельной поверхности? Когда и почему она больше?
6. Как влияет почвенный покров на температуру поверхности почвы?
7. Как меняется суточная амплитуда с высотой?
8. В чем отличие периодических изменений температуры от непериодических? С какими процессами в основном связаны последние?
9. Что такое заморозки? Какие причины приводят к их возникновению?
10. Опишите распределение средней температуры с высотой в тропосфере и стратосфере зимой и летом?
11. Как объясняется распределение средней температуры с высотой?
12. Сформулируйте условия неустойчивой, устойчивой и безразличной стратификации сухой, влажной ненасыщенной и насыщенной атмосферы.
13. Каков суточный ход стратификации и конвекции?

14. Как различаются теплая, холодная и местная воздушные массы по условиям стратификации?
15. Что такое инверсия температуры? Какие существуют типы инверсий и как они образуются?
16. Что представляет собой тепловой баланс системы Земля – атмосфера? Какая гипотеза положена в его основу? Каковы составляющие баланса?

Глава 5.

Вода в атмосфере

Влагооборот, насыщение и испаряемость, характеристики влажности воздуха, суточный и годовой ход влажности воздуха, конденсация и сублимация в атмосфере, ядра конденсации и замерзания, облака, суточный и годовой ход облачности, продолжительность солнечного сияния, дымка, туман, мгла, смоги, условия образования и классификация туманов, образование осадков и их виды, электричество облаков и осадков, гроза, молния, гром, наземные гидрометеоры, характеристика режима осадков, засухи, снежный покров, метель.

5.1. Влагооборот, насыщение и испаряемость

Влагооборот состоит из испарения воды с земной поверхности, ее конденсации в атмосфере, выпадения осадков и стока. Сток является чисто гидрологическим процессом. Испарение, конденсация водяного пара и осадкообразование – процессы метеорологические, протекающие в системе подстилающая поверхность – атмосфера.

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхностей водоемов и почвы (физическое испарение) и транспирации (испарения растительностью). Физическое испарение и транспирацию вместе называют **суммарным испарением**. Процесс испарения заключается в отрыве молекул воды, обладающих наибольшими скоростями, от испаряющей поверхности. Затем они быстро распространяются по всем направлениям от источника испарения как вследствие собственного движения молекул, так и вместе с потоками воздуха. В первом случае процесс распространения молекул водяного

пара называется **молекулярной диффузией**, во втором – **турбулентной диффузией**.

Кроме испарения в атмосфере непрерывно происходит обратный процесс – переход молекул водяного пара из воздуха в воду или на поверхность почвы, растительного, снежного и ледяного покрова. Вследствие увеличения содержания водяного пара над испаряющей поверхностью число молекул, отрывающихся в единицу времени на единицу площади, быстро становится равным количеству возвращающихся молекул, т.е. между испаряющей поверхностью и находящимся над ней паром устанавливается подвижное равновесие. Такое состояние называют **насыщением**, водяной пар в этом состоянии – *насыщающим*, а воздух, содержащий насыщающий водяной пар, – *насыщенным*. Парциальное давление водяного пара в состоянии насыщения называют **давлением насыщенного водяного пара**.

Давление насыщенного пара растет с температурой. На каждые 10°C температуры давление насыщенного водяного пара и пропорциональное ему содержание насыщающего водяного пара в воздухе возрастают почти в двое. При температуре +30°C воздух может содержать водяного пара в состоянии насыщения в 7 раз больше, чем при температуре 0°C.

Капли жидкой воды (облаков и туманов) часто находятся в атмосфере в переохлажденном состоянии. При температурах до -10°C состояние переохлаждения в атмосфере обычно, при более низких температурах часть капель замерзает. Многие облака, состоящие из капель жидкой воды и кристаллов льда одновременно, являются смешанными.

Силы сцепления между молекулами льда больше, чем между молекулами жидкой воды, поэтому при одной и той же температуре число молекул, отрывающихся от поверхности льда меньше, чем отрывающихся от поверхности воды. В связи с этим при одинаковой температуре насыщение пара над льдом наступает при меньшем его парциальном давлении, чем над переохлажденной водой. Если, например, при температуре -10°C фактическое давление водяного пара $2,7$ гПа, то для переохлажденных капель такой воздух ненасыщенный и капли в нем испаряются; для ледяных кристаллов он уже перенасыщенный, и кристаллы должны расти. Такие условия действительно создаются в облаках и очень важны для выпадения осадков.

Для выпуклых поверхностей, какими являются поверхности капель, давление насыщенного пара больше, чем для плоской поверхности воды. Если в воде растворены соли, то давление насыщенного пара для раствора солей меньше, чем для пресной воды, и чем больше концентрация солей, тем оно меньше.

Скорость испарения V выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени (например, за сутки) с данной поверхности. Она прежде всего пропорциональна разности между давлением насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности и фактическим давлением водяного пара в воздухе: $E_s - e$ (закон Дальтона).

Чем меньше разность $E_s - e$, тем медленнее идет испарение, т.е. меньше водяного пара переходит в воздух за единицу времени. Кроме того, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению. Наконец, испарение зависит от скорости ветра v , поскольку ветер и связанная с ним турбу-

лентность относят водяной пар от испаряющей поверхности и поддерживают необходимый дефицит насыщения в непосредственной близости от нее. Таким образом

$$V = k \frac{E_s - e}{p} f(v), \quad (5.1)$$

где k – коэффициент пропорциональности.

Непосредственное измерение испарения является весьма сложной задачей, так как его очень трудно выполнить, не нарушая естественного хода самого процесса испарения. Поэтому для определения испарения с больших площадей прибегают к расчетным методам. Испарение с поверхности суши рассчитывается, например, по осадкам, стоку и влагосодержанию почвы, т.е. по другим элементам водного баланса, которые легче определяются путем измерений.

Говоря о количестве воды, испаряющейся в том или ином месте, различают фактическое и возможное испарение, или испаряемость. **Испаряемостью** называют максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги. Испарение с крупных водоемов приближается к испаряемости. В местностях с малым увлажнением почвы, например, в пустынях, где энергетические ресурсы сравнительно велики (большой приход солнечной радиации), но вода почти отсутствует, разность между испаряемостью и испарением может быть очень большой.

5.2. Характеристики влажности воздуха

Содержание водяного пара в атмосфере оценивают с помощью характеристик влажности воздуха (гигрометрических характеристик). В метеорологии используются следующие гигрометрические характеристики.

Парциальное давление водяного пара e – давление, которое имел бы водяной пар, находящийся в газовой смеси, если бы он один занимал объем, равный объему смеси при той же температуре.

Дефицит насыщения d – разность между давлением насыщенного водяного пара и его парциальным давлением

$$d = E - e. \quad (5.2)$$

Относительная влажность f – отношение парциального давления водяного пара к давлению насыщенного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды при данной температуре

$$f = \frac{e}{E}. \quad (5.3)$$

Относительную влажность обычно принято выражать в процентах.

Абсолютная влажность a – масса водяного пара в граммах, содержащегося в единице объема (1 м^3) воздуха, т.е. плотность водяного пара. Абсолютную влажность можно выразить следующим образом

$$a = 217 \frac{e}{T} \text{ г/м}^3, \quad (5.4)$$

где e – парциальное давление водяного пара в гектопаскалях, T – температура в кельвинах (К).

Массовая доля водяного пара (удельная влажность) q – отношение массы водяного пара в некотором объеме к массе влажного воздуха в том же объеме

$$q = 0,622 \frac{e}{p}. \quad (5.5)$$

Удельную влажность выражают в промилле.

Отношение смеси s – отношение массы водяного пара к массе сухого воздуха, содержащегося в данном объеме

$$s = 0,622 \frac{e}{p - e}. \quad (5.6)$$

Точка росы τ – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе, при данном атмосферном давлении становится насыщенным по отношению к незаряженной плоской поверхности дистиллированной воды. Очевидно, что чем меньше разница между фактической температурой и точкой росы, тем ближе воздух к насыщению. При насыщении точка росы равна фактической температуре.

Разность между температурой воздуха и точкой росы называется *дефицитом точки росы* Δ :

$$\Delta = T - \tau. \quad (5.7)$$

5.3. Суточный и годовой ход влажности воздуха

В приземном слое атмосферы наблюдается хорошо выраженный суточный ход парциального давления водяного пара. Он возникает под влиянием изменений температуры деятельной поверхности и интенсивности турбулентного перемешивания, уносящего пар из нижних в более высокие слои атмосферы.

Над морями и их побережьями парциальное давление водяного пара имеет простой суточный ход с одним минимумом перед восходом солнца и максимумом в 14–15 ч. Минимум обусловлен уменьшением скорости испарения в это время суток. Днем по мере увеличения скорости испарения парциальное давление водяного пара в воздухе растет, а турбулентный перенос его вверх компенсируется интенсивным испарением водоема. Таков же суточный ход парциального давления водяного пара и над материками зимой.

В теплое время года в глубине материков суточный ход парциального давления водяного пара имеет вид двойной волны с минимумами перед восходом солнца и в 15–16 ч и максимумами в 8–10 и 20–22 ч (рис. 5.1). После восхода солнца температура деятельной поверхности повышается, увеличивается скорость испарения и парциальное давление пара в нижнем слое атмосферы быстро растет. Такой рост продолжается до 8–10 ч, пока испарение преобладает над переносом пара снизу в более высокие слои. После 8–10 ч сильно возрастает интенсивность турбулентного перемешивания, в связи с чем водяной пар быстро переносится вверх. Этот отток водяного пара снизу не успевает компенсироваться испарением, в результате чего парциальное давление пара в приземном слое уменьшается и достигает второго минимума в 15–16 ч, т.е. в период максимального развития турбулентности. Затем турбулентность ослабевает, а земная поверхность остается еще достаточно теплой. Это обуславливает довольно интенсивное поступление водяного пара в атмосферу путем испарения, в результате чего парциальное давление пара в воздухе начинает расти и в 20–22 ч достигает второго максимума. В ночное время испарение почти прекращается, а расход водяного пара из нижнего слоя атмосферы путем молекулярной диффузии и турбулентного перемешивания хотя и уменьшен по сравнению с дневными часами, но все же продолжается, в результате чего парциальное давление водяного пара уменьшается. В годовом ходе парциального давления водяного пара в северном полушарии минимум наступает в январе, а максимум — в июле.

Суточный ход относительной влажности f зависит от суточного хода парциального давления пара e и давления насыщенного пара E . С повышением температуры испаряющей поверхности увеличивается скорость испарения и,

следовательно, увеличивается e . Но E растет значительно быстрее, чем e , поэтому с повышением температуры поверхности, а с нею и температуры воздуха относительная влажность уменьшается и суточный ход ее вблизи земной поверхности оказывается обратным суточному ходу температуры поверхности и воздуха.

Максимум относительной влажности наступает перед восходом Солнца, а минимум – в 15–16 ч (рис. 5.2). Дневное понижение f особенно резко выражено над континентами в летнее время года, когда в результате турбулентного переноса пара вверх e внизу уменьшается, а вследствие роста температуры воздуха E увеличивается. Поэтому амплитуда суточных колебаний относительной влажности на материках значительно больше, чем над водными поверхностями.

В годовом ходе относительной влажности максимум ее средних месячных значений отмечается в самый холодный месяц, а минимум – в самый теплый. В местностях с муссонным климатом, где ветры дуют летом с моря, а зимой с суши, годовой ход относительной влажности обратен континентальному, т.е. максимум наблюдается летом, а минимум зимой.

5.4. Конденсация и сублимация в атмосфере

Конденсация – переход воды из газообразного в жидкое состояние. При конденсации в атмосфере образуются мельчайшие капли диаметром порядка нескольких микрометров. Более крупные капли образуются путем слияния мелких капель или в результате таяния ледяных кристаллов. Конденсация начинается, если воздух достигает состояния насыщения, что чаще всего происходит в атмосфере при понижении температуры. С понижением температуры до точки росы водяной пар достигает состояния насыщения, а при дальнейшем понижении

нии температуры избыток водяного пара сверх того, что нужно для насыщения, переходит в жидкое состояние.

Охлаждение воздуха чаще всего происходит адиабатически вследствие его расширения без отдачи тепла в окружающую среду. Такое расширение происходит преимущественно при подъеме воздуха.

В атмосфере существуют различные механизмы подъема воздуха. При турбулентном движении воздух поднимается в виде неупорядоченных вихрей. Другой механизм – восходящие конвективные токи. Подъем больших количеств воздуха происходит на атмосферных фронтах, в результате чего возникают облачные системы, покрывающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Подъем воздуха происходит также в гребнях атмосферных волн, вследствие чего также могут возникать облака на тех высотах, где существует волновое движение. Механизм подъема воздуха определяет форму облаков. При формировании туманов главной причиной охлаждения воздуха является не адиабатический подъем, а отдача тепла воздухом земной поверхности.

В атмосфере происходит не только конденсация, но и **сублимация** – образование кристаллов, непосредственный переход водяного пара в твердое состояние. Сублимация происходит при очень низких температурах – ниже -40°C . В облаках и осадках обнаруживаются простые и очень сложные формы ледяных кристаллов, а также замерзшие капли. Кристаллы возникают и на поверхности при отрицательных температурах (иней, изморозь и др.).

5.5. Ядра конденсации и замерзания

Образование капель при конденсации в атмосфере всегда происходит на так называемых **ядрах конденсации**. Если зародыш капли возникает без ядра в виде комплекса молекул, он оказывается неустойчивым. Ядро вследствие своей

гигроскопичности увеличивает устойчивость образовавшегося зародыша капли. Аэрозольные примеси в значительной части могут служить и ядрами конденсации.

Важнейшими ядрами являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской соли, которая всегда обнаруживается в воде осадков. Эти ядра конденсации попадают в воздух в больших количествах при волнении моря, разбрызгивании морской воды и при последующем испарении капель в воздухе. Солевые и вообще гигроскопические ядра попадают в атмосферу и при распылении почвы.

Конденсация происходит также на гигроскопических твердых частицах и капельках, являющихся продуктами сгорания или органического распада. Это азотная и серная кислоты, сульфат аммония и др. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации. По-видимому, роль ядер конденсации играют также негигроскопичные, но смачиваемые, достаточно крупные частички.

Ядра конденсации вследствие своей незначительной массы (радиус большинства ядер не превышает одного микрометра) не оседают сами и переносятся воздушными течениями на большие расстояния. Вследствие гигроскопичности они часто плавают в атмосфере в виде мельчайших капелек насыщенного соляного раствора. При повышении относительной влажности они начинают расти, а при значениях влажности 100% превращаются в видимые капли облаков и туманов.

Число ядер конденсации с 1 см^3 воздуха у земной поверхности достигает тысяч и десятков тысяч. С высотой число их быстро убывает и на высоте 3–4 км уже только сотни ядер конденсации.

Развитие ледяных кристаллов в атмосфере происходит на ледяных зародышах, образующихся на инородных частицах. При достаточно низких отрицательных температурах капли замерзают при взаимодействии с ледяным зародышем и дальше на них уже развиваются кристаллы. Поэтому все частицы, на которых образуются ледяные зародыши, называют ядрами льдообразования или ледяными ядрами.

5.6 Облака

В результате конденсации в атмосфере возникают скопления продуктов конденсации – капель и кристаллов, видимых невооруженным глазом. Их называют **облаками**. Облачные элементы (капли и кристаллы) настолько малы, что их вес уравновешивается силой трения. Установившаяся скорость падения капель в неподвижном воздухе равна нескольким долям сантиметра в секунду, а скорость падения кристаллов – еще меньше. Турбулентное движение воздуха приводит к тому, что столь малые капли и кристаллы длительное время остаются взвешенными в воздухе, смещаясь то вверх, то вниз.

Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность в воздухе, содержащем облака, убывает, то облака испаряются. При определенных условиях часть облачных элементов укрупняется и утяжеляется настолько, что выпадает из облака в виде осадков, таким путем вода возвращается из атмосферы на земную поверхность. При конденсации непосредственно у земной поверхности скопления продуктов конденсации называют **туманами**. Принципиальной разницы в строении облаков и туманов нет.

Отдельные облака существуют очень короткое время. Например, время существования отдельного кучевого облака иногда исчисляется всего 10–15 мин. Это значит, что недавно возникшие капли, из которых состоит облако,

снова быстро испаряются. Но даже длительное существование облака не означает, что оно находится в неизменном состоянии, т.е. длительное время состоит из одних и тех же частиц. В действительности элементы облака постоянно испаряются и возникают заново. Длительно существует определенный процесс облакообразования; облако же является только видимой в данный момент частью общей массы воды, вовлекаемой в этот процесс.

Взвешенность облаков также обманчива. Если облако не меняет своей высоты, то это еще не означает, что составляющие его элементы не выпадают. Капли в облаке могут опускаться, но, достигая нижней границы облака, они переходят в ненасыщенный воздух и испаряются. В результате облако будет казаться длительно находящимся на одном уровне.

По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на три группы.

Водяные (жидкокапельные) облака, состоящие только из капель воды. При отрицательных температурах (-10°C и ниже) капли находятся в переохлажденном состоянии, что для атмосферы вполне обычно.

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 преобладают, как правило, при температурах ниже -30°C .

В теплое время года водяные облака образуются главным образом в нижних слоях тропосферы, смешанные – в средних, ледяные – в верхних. В холодное время года при низких температурах смешанные и ледяные облака могут возникать и вблизи земной поверхности. В исключительно редких случаях

чисто капельное строение облака могут сохранять до температуры порядка -30... -35°C.

При температурах ниже -10°C преобладают смешанные облака. Наиболее высокие облака тропосферы, наблюдающиеся при температурах -30...-50°C, имеют, как правило, чисто кристаллическое строение.

Размеры облачных капель и ледяных кристаллов изменяются в широких пределах – от долей до сотен микрометров, а радиус капель дождя и снежинок может достигать и нескольких миллиметров.

Число капель в единице объема облачного воздуха (1 см^3) в среднем составляет от сотен в нижней тропосфере до десятков в высоких слоях тропосферы. Содержание кристаллов в облаках еще меньше – порядка $0,1/\text{см}^3$, однако в плотных облаках оно может быть на порядок больше, т.е. $1/\text{см}^3$. В неплотных облаках верхнего яруса концентрация кристаллов может составлять десятки на 1 м^3 .

Массу капель воды и кристаллов льда в единичном объеме облачного воздуха называют **водностью облаков**. Содержащиеся в единице объема облачного воздуха облачные элементы настолько малы, что, несмотря на их значительное количество, масса воды в жидком виде в облаках невелика. В водяных облаках в 1 м^3 облачного воздуха содержится от 0,1 до 0,3 г воды. Только в кучевых облаках водность больше и меняется от $0,7 \text{ г/м}^3$ в нижней части до $1,8 \text{ г/м}^3$ – в верхней, достигая в отдельных случаях 5 г/м^3 . В кристаллических облаках водность значительно меньше – сотые доли грамма на 1 м^3 .

Формы облаков в тропосфере очень разнообразны, но их можно свести к относительно небольшому числу основных типов. В современном варианте

международной классификации облака делятся на десять основных форм (родов) по внешнему виду.

Номер	Русское название	Латинское название	Сокращение
I	Перистые	Cirrus	Ci
II	Перисто-кучевые	Cirrocumulus	Cc
III	Перисто-слоистые	Cirrostratus	Cs
IV	Высококучевые	Alto cumulus	Ac
V	Высокослоистые	Altostratus	As
VI	Слоисто-дождевые	Nimbostratus	Ns
VII	Слоисто-кучевые	Stratocumulus	Sc
VIII	Слоистые	Stratus	St
IX	Кучевые	Cumulus	Cu
X	Кучево-дождевые	Cumulonimbus	Cb

В основных родах различают значительное число видов, разновидностей и дополнительных особенностей; также отличаются промежуточные формы. Существуют наставления и атласы фотографий облаков, помогающие классифицировать наблюдаемые облака.

Облака всех родов встречаются на высотах между уровнем моря и тропопаузой. В этом диапазоне высот условно различаются три яруса облачности. В зависимости от температурных условий и от высоты тропопаузы границы ярусов в разных широтах несколько отличаются. Основание облаков верхнего яруса находится в полярных широтах на высотах от 3 до 8 км, в умеренных – от 6 до 13 и в тропических широтах – от 6 до 18 км; среднего яруса – соответственно от 2 до 4, от 2 до 7 и от 2 до 8 км; нижнего яруса на всех широтах – от земной поверхности от 2 км.

Облака перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые встречаются в верхнем ярусе; высококучевые и высокослоистые – в среднем; слоисто-кучевые, слоистые и слоисто-дождевые – в нижнем. Высокослоистые облака часто проникают в верхний ярус; слоисто-дождевые обычно проникают и в вышележащие ярусы. Основания кучевых и кучево-дождевых облаков почти всегда находятся в нижнем ярусе, но их вершины часто проникают в средний, а у кучево-дождевых облаков и в верхний ярус, поэтому эти облака называют облаками вертикального развития, а также конвективными.

5.7. Суточный и годовой ход облачности

Степень покрытия небесного свода облаками называют количеством облаков, или **облачностью**. Облачность выражается в десятых долях покрытия неба (0 – 10 баллов). При облаках, полностью закрывающих небо, облачность равна 10 баллам, при совершенно ясном небе – 0. Принято оценивать отдельно общее количество облаков (общую облачность) и количество нижних облаков (нижнюю облачность), поскольку высокие, а отчасти и средние облака меньше затеняют солнечный свет и менее важны в практическом отношении.

Облачность имеет большое климатообразующее значение. Она влияет на оборот тепла на Земле: отражает прямую солнечную радиацию и, следовательно, уменьшает ее приток к земной поверхности; она также увеличивает рассеяние радиации, уменьшает эффективное излучение, меняет условия освещенности.

Суточный ход количества разных облаков неодинаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака чаще всего образуются в утренние часы, когда имеется наибольшее радиационное выхолаживание. Днем в результате усиления ветра и развития конвекции они рассеиваются.

Максимум количества облаков вертикального развития над континентами обнаруживается в послеполуденные часы, когда конвекция достигает наибольшего развития. К вечеру такие облака обычно разрушаются. Поэтому над континентами в теплое время года наблюдается два максимума количества облаков – слабый утром и значительный в послеполуденные часы. В холодное время года, когда конвекция слаба или отсутствует, преобладает утренний максимум, который может стать единственным.

Над океанами конвекция летом развивается преимущественно в ночные часы, поэтому суточный ход количества облаков здесь противоположен суточному ходу над континентами. В тропических широтах, где основным облакообразующим процессом является конвекция, весь год преобладает послеполуденный максимум количества облаков.

Под влиянием местных условий суточный ход количества облаков может значительно отклоняться от описанного. Например, в горах в летнее время года утром наблюдается безоблачная погода, а днем вследствие переноса водяного пара вверх количество облаков увеличивается. На берегах морей и океанов днем количество облаков уменьшается.

Годовой ход количества облаков в разных климатических областях существенно отличается. Над Восточной Европой максимум количества облаков наблюдается поздней осенью, когда наиболее развита циклоническая деятельность, а минимум – летом. Над Восточной Сибирью зимой в связи с наличием барического максимума количество облаков наименьшее, а летом, когда атмосферное давление понижено, наибольшее. Над океаном в высоких широтах наибольшее количество облаков наблюдается летом, а наименьшее зимой. Объясняется это тем, что относительно теплый воздух летом, двигаясь над более

холодной поверхностью океана, охлаждается, что приводит к образованию туманов и слоистых облаков. В областях муссонного климата максимум количества облаков наблюдается летом, минимум – зимой.

5.8. Продолжительность солнечного сияния

Продолжительностью солнечного сияния называется время, в течение которого прямые солнечные лучи освещают земную поверхность. Она зависит от длины дня, определяемой географической широтой и временем года, а также от облачности, которая не пропускает прямую солнечную радиацию. Ее выражают либо в часах, либо в процентах от наибольшей возможной продолжительности, т.е. от долготы дня (относительная продолжительность). Она возрастает от полярных широт (25%) к тропикам и достигает максимума в областях субтропических пустынь (около 90%). В дождливых областях у экватора продолжительность снижена до 35%.

Годовая сумма солнечного сияния (в часах) в Европе изменяется от 1000–1200 ч в Северной Шотландии и на северных берегах России до 2900 ч в Мадриде. В умеренных широтах Северного полушария (кроме муссонных районов) в годовом ходе максимум относительной продолжительности приходится на июль и август, минимум – на декабрь. В пустынях Северного полушария в большинстве случаев наблюдаются два ее максимума – в июне и в сентябре. Дни вовсе без солнечного сияния наблюдаются в Европе главным образом зимой. В горах продолжительность солнечного сияния в среднем меньше, чем на равнинах вследствие сильного развития облаков конвекции на горных склонах. Однако зимой в высокогорных районах продолжительность солнечного сияния может быть больше, чем на равнинах и в долинах, так как высокогорные районы находятся выше уровня низких слоистых облаков.

Максимум солнечного сияния в Центральной Европе в среднем годовом приходится на 12–13 ч; летом – на 10–11 ч, зимой – на 13–14 ч. На горных вершинах максимум отмечается на два часа раньше, а в тропиках приходится на 8–9 ч. В больших городах загрязнение воздуха снижает продолжительность солнечного сияния иногда на 20% и более по сравнению с продолжительностью его за городом.

5.9. Дымка, туман, мгла, смоги

В воздухе содержатся различные примеси и мельчайшие продукты конденсации, рассеивающие проходящий свет и ухудшающие видимость. Если помутнение воздуха невелико (дальность видимости 1–10 км), оно называется **дымкой**. Обычно она наблюдается у земной поверхности, откуда распространяется на более или менее значительную высоту вверх. Дымка ослабляет краски ландшафта и уменьшает дальность видимости, т.е. расстояние на котором различимы очертания предметов.

При более крупных продуктах конденсации и при большей их концентрации у земной поверхности дальность видимости может стать менее 1 км. В таких случаях говорят уже не о дымке, а о тумане.

Туманом называют скопление продуктов конденсации (капель, кристаллов или тех и других) у земной поверхности и связанное с ним сильное помутнение воздуха, при котором дальность видимости становится менее 1 км. При сильном тумане дальность видимости может уменьшиться до нескольких метров.

Если сильное помутнение вызвано не продуктами конденсации, а твердыми частицами, то оно называется **мглой**. Особенно часто мгла возникает в результате пыльных бурь в пустынных и степных районах, а также из-за задым-

ления воздуха при лесных пожарах и над промышленными центрами. При мгле относительная влажность может быть очень небольшой. Этим она отличается от тумана. Дальность видимости при сильной мгле может уменьшаться также значительно, как и при тумане.

В больших городах и в индустриальных районах наблюдается опасное явление, называемое смогом (от англ. smoke – дым, fog – туман).

Смог – сильный туман, смешанный с газообразными и твердыми примесями антропогенного происхождения. Первоначально под термином «смог» понимали смесь тумана и дыма. Кроме дымотуманных смогов существуют фотохимические, которые образуются в результате реакции между примесями в атмосфере во взаимодействии с каплями тумана. Основная причина загрязнения воздуха при дымотуманных смогах – сжигание угля и мазута, а при фотохимических – выбросы автотранспорта. При туманах вредное воздействие ряда примесей, например сернистого газа, превращающегося в аэрозоль серной кислоты, сильнее, чем при других погодных условиях. При фотохимических смогах оксиды азота и углеводородов, содержащихся в выхлопных газах автомобилей, под влиянием солнечной радиации образуют разного рода окислители. Смоги вызывают удушье и раздражение глаз, повреждение растительности, ухудшение видимости и т.д.

5.10. Условия образования и классификация туманов

Туман возникает в том случае, когда у земной поверхности создаются благоприятные условия для конденсации водяного пара. Нужные для этого ядра конденсации существуют в воздухе всегда.

Вследствие гигроскопичности ядер конденсации образование тумана начинается при относительной влажности меньше 100% (около 90–95%). При

температурах -10°C туман может быть смешанным, а при очень низких температурах (ниже -30°C) – и чисто кристаллическим. Образование тумана при таких температурах возможно при относительной влажности менее 100%. Приближение к состоянию насыщения происходит преимущественно в результате охлаждения воздуха. Второстепенную роль играет увеличение влажности воздуха вследствие испарения с теплой поверхности в холодный воздух. В зависимости от причин образования туманы делят на два основных класса: туманы *охлаждения* и туманы *испарения*. Первые абсолютно преобладают.

Охлаждение воздуха у земной поверхности происходит при различных условиях. Во-первых, воздух может перемещаться с более теплой подстилающей поверхности на более холодную и вследствие этого охлаждаться. Туманы, которые при этом возникают называются **адвективными**.

Во-вторых, воздух может охлаждаться при радиационном охлаждении подстилающей поверхности. Такие туманы называются **радиационными**.

В-третьих, охлаждение может происходить под влиянием обоих факторов. Туманы, возникающие в этом случае, называются **адвективно-радиационными**.

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 чаще наблюдаются весной и летом. Адвективные туманы простираются в высоту на сотни метров. Они возникают при значительных скоростях ветра, поэтому в них может происходить коагуляция капель и выпадать моросящие осадки.

Радиационные туманы бывают двух типов: *поземные* и *высокие*. Поземные туманы наблюдаются только над сушей в ясные и тихие ночи. Вверх они

распространяются лишь на десятки метров. Поземные 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 как результат постепенного, день за днем, выхолаживания воздуха в нижних слоях антициклона. Вследствие турбулентного переноса водяного пара вверх сначала развиваются слоистые облака на высоте нескольких сотен метров под инверсией оседания. Затем эти облака распространяются сверху вниз до земной поверхности, и тогда становятся высоким радиационным туманом. Такой туман может захватывать большие районы и сохраняться неделями.

Туманы испарения возникают чаще всего осенью и зимой в холодном воздухе над более теплой открытой водой. Такой туман обычно клубится и быстро рассеивается, так как нагревается снизу от теплой воды, но если причина туманообразования длительно сохраняется, то и туман может наблюдаться подолгу.

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, поскольку горный туман, по существу, представляет собой облако, возникающее в связи с восходящим движением воздуха по горным склонам.

5.11. Образование осадков и их виды

Атмосферными осадками называют капли воды и кристаллы льда, выпадающие из атмосферы на земную поверхность. Осадки выпадают в том случае, если хотя бы часть элементов (капель или кристаллов), составляющих облако, по каким-то причинам укрупняются и становятся настолько тяжелыми,

что сопротивление и восходящие движения воздуха больше не могут удерживать их во взвешенном состоянии.

Укрупнение капель до нужных размеров не может происходить путем конденсации, поскольку при этом образуются только очень мелкие капли. Более крупные капли образуются в результате взаимного слияния (коагуляции) капель, что может вызывать морось и слабый дождь. Однако для выпадения обильных осадков необходимо, чтобы в облаках находились переохлажденные капли и кристаллы льда. В этом случае из-за разных условий насыщения относительно капель и кристаллов последние будут быстро расти путем сублимации, а капли – испаряться. Укрупнившиеся кристаллы выпадают из верхней, более холодной части облака, продолжая укрупняться как путем сублимации, так и примораживая к себе сталкивающиеся с ними капли. Таким образом, в нижней части облака или облачного слоя появляются крупные кристаллы. При положительных температурах в нижележащем слое кристаллы тают и выпадают в виде дождя. При отрицательных – в виде снега или крупы. Более сложные условия имеют место при выпадении града или ледяного дождя, но суть процесса не меняется.

Количество осадков измеряют высотой слоя воды в миллиметрах, образовавшегося в результате выпадения осадков на горизонтальную поверхность при отсутствии испарения, просачивания и стока, а также при условии, что осадки, выпавшие в твердом виде, полностью растаяли. Слой осадков 1 мм, выпавших на площадь 1 м^2 , соответствует массе воды 1 кг.

Важной характеристикой атмосферных осадков является их интенсивность, т.е. количество осадков, выпадающих в единицу времени. Количественно определяется только интенсивность жидких осадков (в мм/мин). Кроме того,

осадки как жидкие, так и твердые визуально делят на слабые, умеренные и сильные.

В зависимости от физических условий образования осадки подразделяют на три вида.

Из облаков упорядоченного восходящего движения (слоисто-дождевых и высокосоистых), связанных с фронтами, выпадают *обложные осадки*. Это осадки средней интенсивности. Они выпадают на больших площадях (сотни тысяч квадратных километров), распространяются сравнительно равномерно и продолжаются достаточно длительное время (порядка десятков часов).

Из конвективных кучево-дождевых облаков выпадают интенсивные, но малопродолжительные *ливневые осадки*. Их сравнительно небольшая продолжительность (от нескольких минут до часов) объясняется тем, что они связаны с отдельными облаками или узкими зонами облаков. Средняя площадь, одновременно захватываемая одним и тем же ливневым дождем, около 20 км². Интенсивность ливневых осадков сильно колеблется (от значений меньших 1 мм/мин до десятков мм/мин), причем, как правило, чем больше интенсивность ливня, тем меньше его продолжительность.

Кроме обложных и ливневых осадков различают *морозящие осадки*. Это внутримассовые осадки в виде мелких капель, выпадающие из слоистых и слоисто-кучевых облаков, типичных для теплых или местных устойчивых воздушных масс. Зимой при низких температурах вместо мороси выпадают мелкие снежинки и так называемые снежные зерна.

По форме различают следующие виды осадков.

Дождь – жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,5–6 мм. В ливневых дождях величина капель больше, чем в обложных.

Морось – жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,5–0,05 мм с очень малой скоростью падения.

Снег – твердые осадки, состоящие из сложных ледяных кристаллов (снежинок). Снежинки при падении часто слипаются в крупные хлопья.

Из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков при отрицательных, близких к нулю температурах выпадает **снежная и ледяная крупа** – осадки, состоящие из ледяных и сильно озерненных снежинок диаметром более 1 мм.

Из слоистых облаков зимой вместо мороси выпадают **снежные зерна** – маленькие крупинки диаметром менее 1 мм.

Зимой при низких температурах из облаков нижнего и среднего яруса иногда выпадают **ледяные иглы** – осадки, состоящие из ледяных кристаллов в виде шестиугольных призм и пластин без разветвлений.

Особый характер имеет **ледяной дождь** – осадки, состоящие из прозрачных ледяных шариков (замерзших в воздухе капель дождя) диаметром 1–3 мм.

Летом в достаточно жаркую погоду из кучево-дождевых облаков иногда выпадает **град** – осадки в виде кусочков льда шарообразной или неправильной формы (градин) диаметром от нескольких миллиметров и более. Масса отдельных градин иногда превышает 300 г. Градины состоят из белого матового ядра и далее из последовательных прозрачных и мутных слоев льда. Град выпадает из кучево-дождевых облаков при грозах и, как правило, вместе с ливневым дождем.

5.12. Электричество облаков и осадков, гроза, молния, гром

Элементы облаков, туманов и осадков чаще бывают электрически заряженными, чем электрически нейтральными. Причины их электризации недоста-

точно изучены. Среди причин электризации указывают: захват ионов капельками и кристаллами; столкновение крупных и мелких капель; дробление (разбрызгивание) капель; сублимация, дробление и испарение кристаллов; замерзание переохлажденных капель на кристаллах и др.

В кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли и кристаллы, возникают особенно сильные электрические заряды. Капли ливневого дождя несут заряды в среднем около 10^{-12} Кл, что в 6 млн раз больше элементарного заряда (заряда электрона). Наибольшие заряды капель могут быть в десятки раз больше среднего значения. Разделение зарядов в кучево-дождевых облаках приводит к огромным значениям напряженности электрического поля атмосферы в облаках и между облаками и Землей.

Развитие кучево-дождевых облаков и выпадение из них осадков связано с мощными проявлениями атмосферного электричества, с многократными электрическими разрядами в облаках или между облаками и Землей. Такие разряды искрового характера называют **молниями**, а сопровождающие их звуки – **громом**. Весь процесс, часто сопровождаемый еще и кратковременными усилениями ветра – шквалами, называется **грозой**. Для осуществления грозы необходимы не только большая неустойчивость стратификации атмосферы и сильная конвекция, но и большая водность облаков.

Продолжительность грозы в каждом отдельном случае обычно невелика: от минут до нескольких часов. Число молний при сильной грозе измеряется десятками в одну минуту. Как правило, гроза сопровождается ливневыми осадками, иногда градом. На земном шаре одновременно происходит 1800 гроз и возникает примерно 100 молний в каждую секунду.

Молния состоит из нескольких, иногда многих последовательных разрядов – импульсов, следующих по одному и тому же пути, называемому *каналом молнии*. Воздух в нем раскаляется до ослепительного розово-фиолетового свечения. Температура в канале достигает 25000–30000°C. Интервалы между отдельными импульсами составляют примерно 0,05 с, а продолжительность всей молнии – десятые доли секунды.

Быстрое и сильное нагревание и, следовательно, быстрое расширение воздуха в канале молнии образуют взрывную волну, которая создает звуковой эффект – гром. Так как звук от различных точек пути молнии доходит до наблюдателя неодновременно, а также вследствие отражения звука от облаков и от земли, гром имеет характер длительных раскатов.

Освещение облаков невидимыми молниями при отдаленной грозе (когда не слышен гром) носит название *зарниц*.

Гораздо реже линейных в атмосфере наблюдаются шаровые молнии. *Шаровая молния* – светящийся шар диаметром в десятки сантиметров, перемещающийся вместе с ветром или вообще с током воздуха (при попадании внутрь помещения). При соприкосновении с наземными предметами он может взорваться.

5.13. Наземные гидрометеоры

Кроме конденсации водяного пара в атмосфере возможна его конденсация на земной поверхности и на наземных предметах. Водяной пар конденсируется при соприкосновении влажного воздуха с холодными поверхностями. Образующиеся вода и лед покрывают эти поверхности. Продукты конденсации такого типа называют **наземными гидрометеорами**. В зависимости от усло-

вий, в которых происходит конденсация, они разделяются на жидкие и твердые виды.

К жидким продуктам наземной конденсации относятся *роса* (мельчайшие капли воды, образовавшиеся в процессе конденсации на земной поверхности, особенно на траве, а также на горизонтальных поверхностях предметов, вечером и ночью в теплое время года) и *жидкий налет* (пленка воды, возникающая на холодных, преимущественно вертикальных поверхностях в пасмурную и ветреную погоду). Причина осаждения жидкого налета в отличие от росы состоит не в радиационном выхолаживании, а в адвекции сравнительно теплого и влажного воздуха после холодной погоды.

К твердым наземным гидрометеорам относятся *иней* (ледяные кристаллы различной формы, длиной порядка миллиметров, возникающие на траве, почве и на различных горизонтальных поверхностях при таких же условиях, что и роса, но при отрицательных температурах поверхности), *твердый налет* (возникающий как и жидкий налет, но при отрицательных температурах), *изморозь* (рыхлые белые кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, проводах и других тонких предметах, нарастающие при значительных морозах и, как правило, в тумане).

Особое место среди твердых наземных гидрометеоров занимает *гололед* – образование слоя плотного льда на земной поверхности и на предметах в результате намерзания капель переохлажденного дождя, мороси или обильного тумана. Таким образом, гололед не выделяется из воздуха путем непосредственной сублимации, как иней, или замерзания мельчайших капель, как изморозь. Для его образования необходимо выпадение достаточно крупных переохлажденных капель, возникших в атмосфере.

При гололеде толщина корки намерзшего льда может достигать нескольких сантиметров и вызывать поломку сучьев и обрыв проводов. Под тяжестью льда, осевшего на проводах, могут ломаться опоры. Покрытые гололедом улицы и дороги становятся очень опасными для движения. От гололеда следует отличать гололедицу, которая образуется в результате замерзания на горизонтальных поверхностях уже выпавшего дождя или талой воды при дальнейшем понижении температуры ниже нуля.

5.14. Характеристика режима осадков. Засухи

Суточный ход количества осадков определяется ходом и характером облачности. Различают два типа суточного хода осадков – **континентальный** и **морской**, или **береговой**.

При континентальном типе наблюдаются два максимума и два минимума выпадения осадков. Главный максимум приходится на послеполуденные часы, когда над континентом наиболее развита конвективная облачность. Второй, более слабый максимум наблюдается рано утром, когда наибольшего развития достигают облака слоистых форм, связанные с ночным охлаждением деятельной поверхности и воздуха. Главный минимум осадков наблюдается ночью, а второй – перед полуднем.

В морском, или береговом, типе отмечается один максимум осадков ночью и минимум днем. Это объясняется тем, что ночью в морском воздухе увеличивается вертикальный градиент температуры, вследствие чего создается неустойчивая стратификация и начинается образование облаков. Днем, когда морской воздух приходит на нагретую сушу, его относительная влажность уменьшается, что затрудняет образование облаков. Над морем в это время раз-

виваются нисходящие движения воздуха, что также препятствует развитию облачности.

Годовой ход осадков отличается большим разнообразием и зависит от климатических особенностей того или иного региона. В умеренных широтах он связан с циклонической деятельностью, особенно развитой зимой. Перемещаясь над океанами, циклоны обуславливают выпадение большого количества осадков, а над континентами циклонических осадков уже выпадает мало. Зато над континентами летом развиты конвективные облака, в результате чего при достаточном содержании водяного пара выпадают обильные ливневые дожди. Зимой над континентами устанавливается область повышенного давления, что препятствует образованию облаков и выпадению осадков. Поэтому в умеренных широтах можно различать морской и континентальный типы годового хода осадков. При морском типе максимум осадков отмечается зимой, а минимум – летом, при континентальном типе, наоборот, максимум отмечается летом, а минимум – зимой.

Изменчивость месячных и годовых осадков весьма значительна, особенно в условиях континентального климата. В степной зоне Евразии годовая изменчивость осадков больше, чем в более северных районах. Изменчивость особенно велика в летние месяцы. Большая изменчивость осадков в степной зоне при весьма ограниченном их среднем количестве приводит к тому, что в некоторые годы осадков не хватает и возникают **засухи**. Это зона неустойчивого увлажнения. В отдельные годы в степной зоне число дней подряд без дождя в большом районе составляло 60–70. Летом при длительном отсутствии дождей и при высоких температурах запасы влаги в почве иссякают вследствие испаре-

ния. Создаются неблагоприятные условия для нормального развития растений, а урожай полевых культур снижается или гибнет.

5.16. Снежный покров, метель

Снег, выпадающий на земную поверхность при отрицательных температурах, создает на ней **снежный покров**, оказывающий большое влияние на тепловой режим и влагооборот в почве и воздухе. Продолжительность залегания снежного покрова изменяется от нескольких дней и недель в низких широтах до 8–9 месяцев в высоких широтах. В одних районах снежный покров лежит в течение всей зимы, в других под влиянием оттепелей исчезает иногда по нескольку раз за зиму.

Плотность снежного покрова определяется как отношение массы некоторой пробы снега к ее объему. Она меняется от 0,01 до 0,70 г/см³. Его высота зависит от количества выпавшего снега и его плотности. Большое влияние на высоту снежного покрова оказывает рельеф местности и ветер, переносящий снег с возвышенностей в более низкие места. Характер залегания снежного покрова зависит от скорости ветра, плотности снега и рельефа местности. Сочетание этих факторов создает неравномерность залегания снежного покрова: образуются сугробы и открытые участки.

Перенос снега ветром называют **метелью**. Различают несколько видов метелей.

Общая метель, когда снег выпадает при достаточно сильном ветре и практически нельзя различить, в какой мере ветер переносит выпадающий снег, а в какой он срывает снег с поверхности снежного покрова.

Низовая метель, при которой снег поднимается ветром с поверхности снежного покрова. Если перенос снега ветром ограничивается самым нижним

слоем атмосферы, непосредственно над снежным покровом (до 2 м), явление называют поземком.

Метели ухудшают видимость и приводят к образованию снежных заносов на дорогах, поэтому их относят к опасным атмосферным явлениям.

Вопросы к главе 5

1. Что такое влагооборот?
2. Что такое физическое испарение, транспирация и суммарное испарение?
3. Чем определяется скорость испарения и в каких единицах она измеряется?
4. Что такое испаряемость и чем она отличается от испарения?
5. Охарактеризуйте различные гигрометрические величины?
6. Охарактеризуйте суточный и годовой ход упругости водяного пара и относительной влажности?
7. Как меняются упругость водяного пара, относительная влажность и другие гигрометрические характеристики с высотой?
8. Как происходит конденсация в атмосфере? Что такое уровень конденсации?
9. Что такое ядра конденсации?
10. Какая разница между облаком и туманом?
11. Как делятся облака по микроструктуре?
12. Опишите международную классификацию облаков.
13. Дайте генетическую классификацию облаков.
14. Каков суточный и годовой ход облачности?
15. Что называется продолжительностью солнечного сияния?
16. Что называется дымкой, туманом, мглой, смогом?
17. Каковы причины образования туманов?

18. Как делятся осадки в зависимости от условий их образования и по их форме?
19. Каков главный процесс, приводящий к образованию осадков?
20. Опишите электрические свойства облаков и осадков.
21. Перечислите наземные гидрометеоры и дайте анализ их образования.
22. Дайте характеристику суточного и годового хода осадков.
23. Что такое засуха?
24. Что такое снежный покров? Каковы его характеристики?
25. Что такое метель? Какие бывают типы метелей?

Глава 6.

Барическое поле и воздушные движения

Барическое поле, барические системы, горизонтальный барический градиент, изменения давления во времени, силы действующие в атмосфере, геострофический ветер, термический ветер, изменение ветра с высотой, суточный и годовой ход ветра, барический закон ветра, масштабы атмосферных движений, общая циркуляция атмосферы, циркуляция внетропических широт, циркуляция в тропиках, местные ветры, прогноз погоды.

6.1. Барическое поле, барические системы

Пространство, каждой точке которого соответствует значение какой-либо величины, называется **полем** этой величины. Пространственное распределение атмосферного давления называется **полем давления** или **барическим полем**. Барическое поле можно наглядно представить с помощью поверхностей, во всех точках которых давление одинаково. Такие поверхности называются *изобарическими*. Вследствие изменения температуры и давления в горизонтальном направлении изобарические поверхности не параллельны друг другу и земной поверхности, а наклонены к последней под разными углами и по своей форме очень разнообразны.

Если мысленно пересечь изобарические поверхности горизонтальной плоскостью, то получатся кривые линии, называемые *изобарами*. Изобара – линия, соединяющая точки с одинаковым давлением на данной плоскости. Для представления поля давления в трехмерном пространстве в какой-то определенный момент времени выбирают семейство поверхностей равных значений давления, т.е. изобарических поверхностей. Семейство изобарических поверх-

ностей пронизывает всю атмосферу, огибая земной шар. При этом изобарические поверхности пересекают поверхности равных высот под очень малыми углами, порядка нескольких угловых минут.

Для получения наглядного представления о распределении давления на земной поверхности строят карты изобар на уровне моря. Для этого на бланк географической карты наносят атмосферное давление, измеренное на метеорологических станциях и приведенное к уровню моря. Затем точки с одинаковым давлением соединяют плавными кривыми линиями. Карты изобар могут быть построены по результатам наблюдений в определенные моменты времени (синоптические карты), а также по средним многолетним данным за различные промежутки времени – месяц, сезон, год (климатологические карты). На синоптических картах изобары обычно проводят через 5 гПа.

В зависимости от распределения давления изобары могут иметь самую разнообразную конфигурацию. В пределах одной ограниченной карты изобары могут быть незамкнутыми, но поскольку давление меняется в пространстве непрерывно, то в масштабе всего земного шара каждая изобара непременно замкнута. Однако очень часто некоторые изобары могут быть замкнутыми даже в пределах одной карты.

В зависимости от распределения давления и, следовательно, формы изобар различают перечисленные ниже барические системы (рис. 6.1). Области замкнутых изобар с пониженным давлением в центре называются **циклонами** или **барическими депрессиями**. В области циклона давление возрастает от центра к периферии. Области замкнутых изобар с повышенным давлением в центре называются **антициклонами**, где давление от центра к периферии убывает. Кроме циклонов и антициклонов, на карте изобар обнаруживаются и про-

межуточные формы барического рельефа: **барические ложбины** (связанные с циклоном и вытянутые от его центра в периферии полосы пониженного давления), **гребни** (вытянутые от центра антициклона полосы повышенного давления) и **седловины** (барические области, заключенные между двумя циклонами и двумя антициклонами, расположенными в шахматном порядке). Горизонтальные размеры барических систем изменяются от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Их вертикальная протяженность достигает нескольких километров.

На расположение изобарических поверхностей в пространстве большое влияние оказывает температура воздуха. При одинаковом давлении у земной поверхности одни и те же барические поверхности в теплом воздухе лежат выше, чем в холодном, а соседние поверхности расположены дальше друг от друга (рис. 6.2). Объясняется это тем, что в холодном воздухе, как более плотном, давление уменьшается с высотой быстрее, чем в теплом. Таким образом, конфигурация и положение изобарических поверхностей зависят от распределения в пространстве не только давления, но и температуры.

В настоящее время в практике службы погоды составляются синоптические карты, на которые возле каждой метеорологической станции, кроме приведенного к уровню моря давления, наносят также цифрами и специальными символами все наблюдаемые метеорологические величины и явления: температуру, направление и скорость ветра, характеристики облачности, видимость, изменение давления за последние 3 ч, явления погоды в срок наблюдения и др. На этих картах и проводят изобары.

6.2. Горизонтальный барический градиент

Количественно изменение давления в пространстве характеризуется полным градиентом давления G , который представляет собой вектор, направленный по нормали к изобарической поверхности в сторону убывания давления, а по величине равный изменению давления на единицу расстояния:

$$G = - \frac{\Delta p}{\Delta l} . \quad (6.1)$$

Полный градиент давления G можно разложить на вертикальную (G_V) и горизонтальную (G_H) составляющие (рис. 6.3). В атмосфере давление в вертикальном направлении изменяется во много раз быстрее, чем в горизонтальном, поэтому изобарические поверхности наклонены к горизонту под углом, составляющим всего несколько секунд и лишь иногда минут. На рис. 6.3 наклон изобарических поверхностей для наглядности сильно преувеличен.

Вертикальный барический градиент не оказывает влияния на горизонтальные движения. Однако они происходят так, что вертикальный барический градиент с большой точностью уравнивается силой тяжести, поэтому горизонтальные движения в атмосфере являются квазистатическими.

Горизонтальный градиент давления характеризует изменение давления в горизонтальном направлении. Так как линии пересечения изобарических поверхностей с горизонтальной плоскостью являются изобарами, то можно сказать, что горизонтальный градиент давления на определенном уровне представляет собой вектор, направленный по нормали к изобаре в сторону низкого давления, а по величине равный изменению давления на единицу расстояния:

$$G_H = - \frac{\Delta p}{\Delta n} , \quad (6.2)$$

где Δp – изменение давления между двумя точками, находящимися на нормали к изобаре; Δn – расстояние между ними.

По расстоянию между изобарами можно судить о скорости изменения давления в горизонтальном направлении. Там, где изобары сгущены, изменение давления на единицу расстояния больше, а там, где изобары реже, горизонтальный градиент давления меньше. Единицей горизонтального градиента давления является паскаль на метр (Па/м). На практике разность давлений вычисляют в гектопаскалях, за единицу расстояния принимают 100 км и горизонтальный градиент давления выражают в гПа/100 км.

С высотой барическое поле атмосферы меняется. Это значит, что меняются форма изобар и их взаимное расположение, следовательно, меняются модуль и направление барических градиентов. Эти изменения связаны с неравномерным распределением температуры, т.е. с температурным полем.

Барический градиент на уровне моря с высотой получает дополнительную составляющую, пропорциональную горизонтальному градиенту температуры и направленную вдоль него. Чем больше высота, тем больше дополнительная составляющая, поэтому на достаточно большой высоте горизонтальный барический градиент почти совпадает с горизонтальным градиентом температуры в слое воздуха от нижнего уровня до верхнего. Это значит, что от теплых областей, где атмосферное давление на высоте повышенное, к холодным, где оно пониженное, изобарические поверхности наклонены в сторону температурного градиента, т.е. от высоких температур к низким.

Барический градиент в разных случаях меняется с высотой по-разному в зависимости от взаимного расположения барического и температурного гради-

ентов. Если барический градиент внизу направлен противоположно температурному, тогда с высотой, получая дополнительную составляющую противоположного направления, он будет убывать и на некоторой высоте обратится в нуль, а дальше, изменив направление на противоположное, будет возрастать. В тех случаях, когда направления барического и термического градиентов совпадают, барический градиент возрастает от самого уровня моря.

6.3. Изменения давления во времени

Атмосферное давление в каждой точке земной поверхности и (или) в любой точке свободной атмосферы не остается постоянным. Иногда давление меняется во времени очень быстро, иногда же оно долгое время остается почти неизменным. Эти изменения имеют сложный характер, поскольку обусловлены как термическими, так и динамическими причинами и слагаются из периодической составляющей – суточного хода и непериодических изменений.

Неравномерное нагревание или охлаждение земной поверхности приводит к изменению давления над различными ее участками. Вторжение теплых и холодных воздушных масс на данную территорию и прохождение через нее различных барических систем также вызывает изменения давления.

В умеренных и высоких широтах непериодические изменения выражены значительно сильнее, чем в тропиках, и затушевывают суточный ход давления. Здесь колебания давления за сутки могут достигать 20–30 гПа и даже за 3 ч давление может изменяться на 5 гПа и больше. Величина изменения давления за последние 3 ч перед сроком метеорологических наблюдений называется **барической тенденцией**.

Путем осреднения многолетних наблюдений на фоне непериодических колебаний давления выделяются также и периодические – суточные и годовые.

В суточном ходе давления обнаруживаются два максимума и два минимума. Максимумы отмечаются около 10 и 22 ч по местному времени, минимумы – около 4 и 16 ч. Дневной минимум вызывается нагреванием воздуха, а утренний максимум – его охлаждением. Происхождение второй пары экстремумов объясняется упругими колебаниями атмосферы. Суточный ход давления в тропиках составляет 3–4 гПа, а в умеренных широтах его амплитуда равна лишь 0,3–0,6 гПа. Кроме того, на всех широтах суточный ход давления несимметричен: дневной минимум и утренний максимум более выражены по сравнению со второй парой экстремумов.

Годовой ход давления обнаруживается по средним месячным его значениям. Он сильно зависит от физико-географических условий. В средних широтах его амплитуда больше, чем в экваториальных. Например, за год в С.-Петербурге давление меняется в среднем на 75 гПа, а у экватора на о. Ява лишь на 12 гПа. Над континентами годовой ход давления заметнее, чем над океанами, а характер его обратен океаническому. При континентальном типе годового хода давления максимум наблюдается зимой и минимум – летом. При океаническом типе максимум наблюдается летом, а минимум зимой. Это вызвано различиями в нагревании и охлаждении материков и океанов. Кроме континентального и океанического типов годового хода давления, выделяются также полярный и субполярный типы с максимумом в апреле или мае и минимумом в январе или феврале.

6.4. Силы, действующие в атмосфере. Геострофический ветер

Всякое движение возникает под действием какой-либо силы. Сила, приводящая в движение воздух, возникает при наличии разности давления в двух точках пространства. Разность давления по горизонтали характеризуется гори-

горизонтальным градиентом давления. Воздух стремится двигаться от высокого давления к низкому по наиболее короткому пути, т.е. по нормали к изобаре, а это есть направление барического градиента. При этом воздух получает ускорение тем больше, чем больше барический градиент. Следовательно, барический градиент есть сила, сообщающая воздуху ускорение, т.е. вызывающая ветер и меняющая его скорость. Чтобы получить силу барического градиента, действующую на единицу массы, нужно градиент разделить на плотность воздуха. Тогда для силы горизонтального барического градиента, действующей на единицу массы, получим выражение

$$\vec{G} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (6.3)$$

По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону убывания давления. В атмосфере сила барического градиента является единственной силой, которая приводит воздух в движение и увеличивает его скорость.

Если бы на воздух действовала только сила барического градиента, то движение воздуха было бы равномерно ускоренным и, при длительном действии этой силы, воздух получил бы очень большие и постоянно растущие скорости. В действительности в атмосфере этого не наблюдается, что означает наличие в атмосфере Земли других сил, более или менее уравновешивающих силу барического градиента.

Так как ветер есть движение воздуха относительно Земли, то необходимо учесть, что сама Земля вращается вокруг своей оси с угловой скоростью ω . Поскольку полный оборот Земли вокруг оси происходит за звездные сутки (23 ч 56 мин 4 с), т.е. за 86164 с, то угловая скорость вращения Земли

$$\omega = 2\pi / 86164 \text{ с} \approx 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}. \quad (6.4)$$

В 1838 г. французский механик Кориолис доказал, что при движении любого тела во вращающейся системе координат оно отклоняется от первоначального направления движения относительно этой системы координат. Иными словами, тело, движущееся во вращающейся системе координат, получает относительно этой системы поворотное ускорение, или ускорение Кориолиса, направленное под прямым углом к скорости. Таким образом, поворотное ускорение не меняет модуль скорости, а только меняет направление скорости, т.е. направление движения.

Горизонтальная составляющая поворотного ускорения на вращающейся Земле имеет вид

$$A = 2\omega V \text{ Sin}\varphi, \quad (6.5)$$

где ω – угловая скорость вращения Земли; φ – географическая широта; V – скорость ветра. Эта составляющая направлена под прямым углом к скорости вправо в северном полушарии и влево – в южном. Рассматривая действие поворотного ускорения на единицу массы, его условно называют **отклоняющей силой вращения Земли, или силой Кориолиса**.

Горизонтальная составляющая отклоняющей силы вращения Земли зависит от широты. Она имеет максимальную величину на полюсе и обращается в нуль на экваторе. Она также пропорциональна скорости ветра и обращается в нуль при штиле (скорости ветра равной нулю). Горизонтальная составляющая отклоняющей силы имеет такой же порядок, как и градиентная сила и при определенных условиях может ее уравновесить.

Сила трения тормозит движение воздуха. Она складывается из силы внешнего трения, связанной с тормозящим действием земной поверхности, и из силы внутреннего трения, связанной с молекулярной и турбулентной вязкостью воздуха.

Сила внешнего трения только тормозит движение, но не меняет его направления. Она направлена в сторону, противоположную движению, и пропорциональна его скорости. Основная часть внутреннего трения обусловлена турбулентным перемешиванием и называется **турбулентным трением**. Оно в десятки тысяч раз превышает молекулярное трение. Сила внутреннего трения не имеет определенного, всегда одинакового направления по отношению к движению, в частности, она не совпадает с направлением силы внешнего трения. Поэтому общая сила трения у земной поверхности, представляющая векторную сумму сил внешнего и внутреннего трения, не направлена строго противоположно движению, а отклонена влево от этого направления на некоторый угол. Общая сила трения, рассчитанная на единицу массы воздуха, представляет собой отрицательное ускорение, тормозящее движение воздуха

$$R = -kV, \quad (6.6)$$

где k – коэффициент трения, зависящий не только от шероховатости подстилающей поверхности, но и от интенсивности турбулентности в движущемся воздухе.

С увеличением высоты над земной поверхностью влияние внешнего трения быстро ослабевает. Выше приземного слоя не усиливается и турбулентность, поэтому общая сила трения уменьшается с высотой. Слой атмосферы, в котором заметно влияние трения, называется **слоем трения**, а высота, до кото-

рой распространяется это влияние, называется **уровнем трения**. В среднем уровень трения лежит на высоте 1 – 1,5 км.

Угол, который вектор скорости ветра составляет с барическим градиентом, у земной поверхности имеет среднее значение около 60°. Следовательно, угол между скоростью ветра (линией тока) и изобарой имеет дополнительное до прямого угла значение – около 30°. Однако в разных условиях подстилающей поверхности этот угол разный. Над морем ветер может отклоняться от градиента на 70–80° и становится близким к изобарам; над сушей отклонения ветра от градиента меньше 60°, обычно он составляет 40-50°. Этот угол меняется также в зависимости от скорости ветра и вертикальной стратификации атмосферы.

У земной поверхности ветер отклоняется от изобар влево, а на уровне трения он близок к изобаре. Это значит, что с высотой ветер меняет свое направление, вращаясь вправо по часовой стрелке. Только в том случае, если направление самих изобар с высотой очень быстро меняется, обнаруживается либо левое вращение ветра в слое трения, либо неизменность ветра с высотой.

Одновременно скорость ветра в слое трения растет с высотой. Изменения скорости и направления ветра с высотой в этом слое можно представить годографом, т.е. кривой, соединяющей концы векторов, изображающих ветер на разных высотах и отложенных от одной точки (рис. 6.4). В слое трения этот годограф называется **спиралью Экмана**.

Центробежная сила возникает при криволинейном движении. В расчете на единицу массы воздуха она выражается формулой

$$C = \frac{V^2}{r}, \quad (6.7)$$

где V – скорость движения; r – радиус кривизны траектории.

Центробежная сила направлена по радиусу кривизны траектории движения от центра, т.е. в сторону выпуклости траектории. Для атмосферных движений центробежная сила обычно очень мала, так как радиус кривизны их траекторий составляет сотни и тысячи метров. Однако при больших скоростях и малых радиусах кривизны центробежная сила во много раз превышает градиентную. Такие условия создаются в небольших вихрях с вертикальной осью, возникающих в жаркую погоду, например, в смерчах, где радиус траектории мал, а скорости движения очень велики.

Установившимся (стационарным) называется движение, при котором в каждой точке пространства величина и направление средней скорости не изменяются со временем. Движение может быть установившимся только в том случае, когда равнодействующая всех сил, действующих на частицу воздуха в данной точке, равна нулю.

Установившееся движение воздуха при отсутствии силы трения называется **градиентным ветром**. В первом приближении с достаточной точностью можно полагать что, такие условия имеют место в свободной атмосфере, т.е. на высотах более 1000–1500 м.

В однородном барическом поле градиентная сила везде одинакова по значению и направлению, поэтому движение воздуха в таком поле будет равномерным и прямолинейным. При отсутствии силы трения на движущийся воздух действует градиентная сила \vec{G} , направленная перпендикулярно изобарам, и отклоняющая сила A , направленная перпендикулярно движению. При установившемся движении эти силы уравниваются, т.е. они одинаковы по величине и противоположны по направлению. Так как отклоняющая сила пер-

пендикулярна движению, то последнее оказывается перпендикулярным градиенту давления, т.е. направлено вдоль изобар. Следовательно, в рассматриваемых условиях градиентный ветер направлен вдоль изобар. Градиентный ветер, дующий вдоль прямолинейных изобар, называется *геострофическим*.

Скорость геострофического ветра можно определить из равенства сил \vec{G} и A :

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 2\omega V_g \sin \varphi, \quad (6.8)$$

откуда

$$V_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (6.9)$$

Это выражение показывает, что скорость геострофического ветра прямо пропорциональна градиенту давления и обратно пропорциональна широте места и плотности воздуха. Следовательно, чем больше градиент давления, тем больше скорость геострофического ветра (как и ветра вообще). С увеличением широты при неизменном градиенте и плотности воздуха скорость геострофического ветра уменьшается. На экваторе, где $\varphi = 0$, $V = \infty$, т.е. понятие «геострофический ветер» теряет смысл. Плотность воздуха с высотой уменьшается, следовательно, скорость геострофического ветра при постоянном градиенте давления возрастает с высотой.

У земной поверхности ветер отличается от геострофического, так как здесь воздушный поток испытывает тормозящее действие трения о земную поверхность. Но и на высотах действительный ветер несколько отличается от геострофического вследствие наличия внутреннего трения. Однако на практике все

же бывает удобно производить приближенные вычисления скорости ветра по известному горизонтальному градиенту.

В случае криволинейных изобар направление градиента давления и, следовательно, градиентной силы меняется от одной точки к другой, поэтому движение воздуха тоже будет криволинейным. Градиентный ветер, дующий вдоль круговых изобар, называется *геоциклострофическим* ветром. В этом случае при отсутствии силы трения на движущийся воздух действуют градиентная, отклоняющая и центробежная силы. Скорость геоциклострофического ветра можно найти из условия равенства нулю равнодействующей всех сил:

$$\vec{G} - A \pm C = 0, \quad (6.10)$$

где знак плюс перед последним членом относится к антициклонической кривизне, а знак минус – к циклонической. Подставив сюда выражения всех сил, получим квадратное уравнение

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} - 2\omega V_g \sin \varphi \pm \frac{V^2}{r} = 0. \quad (6.11)$$

Решив его относительно V , получим для антициклона

$$V_a = \omega r \sin \varphi \pm \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi - \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}} \quad (6.12)$$

и для циклона

$$V_u = \omega r \sin \varphi \pm \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}. \quad (6.13)$$

Чтобы правильно выбрать знаки перед корнем в уравнениях (6.12) и (6.13), вспомним, что при градиенте давления, равном нулю, скорость градиентного ветра также должна быть равной нулю. Это условие выполняется, если в уравнении (6.12) перед корнем оставить минус, а в уравнении (6.13) – плюс.

Из уравнений (6.12) и (6.13) видно, что при одинаковых градиентах давления скорость геострофического ветра в антициклоне больше, чем в циклоне. Чтобы уравнение (6.12) не приводило к мнимой величине, выражение, стоящее под корнем, должно быть положительным. Следовательно, должно быть

$$\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi > \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (6.14)$$

или

$$\frac{\partial p}{\partial n} < \rho \omega^2 r \sin^2 \varphi . \quad (6.15)$$

Это значит, что в антициклоне градиент давления, а следовательно, и скорость геострофического ветра не могут быть больше некоторого предельного значения, в то время как в циклоне градиент давления и скорость геострофического ветра неограничены. Эти теоретические выводы подтверждаются наблюдениями даже вблизи земной поверхности. Как правило, антициклоны отличаются малыми градиентами и слабыми ветрами, особенно в центральных частях. В циклонах же наблюдаются значительно большие градиенты, а ветер иногда достигает ураганной силы.

6.5. Термический ветер, изменение ветра с высотой

Геострофический и градиентный ветры на уровне моря или на любой заданной уровенной поверхности в свободной атмосфере направлены по изобарам. Приблизительно вдоль изобар дует и действительный ветер в свободной атмосфере. С высотой направление изобар меняется, следовательно, должно меняться и направление ветра. Но изменяются не только направление изобар,

но и их густота, т.е. барический градиент, а значит, будет меняться и скорость ветра.

Барический градиент на верхнем уровне какого-либо слоя получает дополнительную составляющую, пропорциональную толщине слоя и температурному градиенту средней температуры слоя. Дополнительная составляющая прибавляется к барическому градиенту, существующему на нижнем уровне слоя. Следовательно, и градиентный ветер получает с высотой дополнительную составляющую скорости, направленную по средней изотерме рассматриваемого слоя атмосферы. Эту дополнительную составляющую называют *термическим* ветром

$$|\Delta \vec{V}_T| = \frac{g}{2\omega T_m \sin \varphi} \frac{\partial T_m}{\partial \nu} (z_2 - z_1), \quad (6.16)$$

где T_m – средняя температура слоя ($z_2 - z_1$); ν – нормаль к изотерме средней температуры слоя, положительная в сторону холодного воздуха. Направление термического ветра совпадает с направлением средних изотерм слоя ($z_2 - z_1$) так, чтобы в северном полушарии холод оставался слева.

В атмосфере наблюдаются различные случаи взаимного расположения изобар и изотерм. Если барический градиент на нижнем уровне совпадает по направлению с температурным градиентом вышележащего слоя, то он с высотой возрастает, не меняя направления. В этом случае изобары на всех уровнях будут совпадать по направлению с изотермами, а термический ветер будет совпадать по направлению с ветром на нижнем уровне. Ветер при этом возрастает с высотой, не меняя своего направления.

Если барический градиент на нижнем уровне противоположен по направлению температурному градиенту, то барический градиент с высотой убы-

вает. Вместе с ним, не меняя направления, убывает и ветер до тех пор, пока он не обратится в нуль, а затем не изменит направление на прямо противоположное.

Если барический и температурный градиенты образуют между собой угол меньше 180° , то термический ветер будет направлен вправо или влево относительно ветра на нижнем уровне в зависимости от того, в какую сторону термический градиент отклоняется от барического. Поэтому с высотой ветер, приближаясь к изотерме, вращается либо вправо, либо влево.

В восточной (передней) части циклона, где барический градиент направлен приблизительно к западу, а температурный – к северу, ветер, приближаясь к изотерме, с высотой вращается вправо, в тыловой (западной) части циклона – влево. В антициклоне наблюдается обратная картина.

6.6. Суточный и годовой ход ветра, барический закон ветра

При установившейся хорошей погоде в пограничном слое атмосферы над сушей отчетливо проявляется суточный ход скорости и направления ветра, причем в приземном слое и вышележащих частях пограничного слоя он различен. В приземном слое минимум скорости наблюдается ночью. После восхода солнца ветер усиливается и происходит небольшое его вращение по часовой стрелке. После полудня скорость достигает максимума. Затем ветер постепенно ослабевает и поворачивает обратно, возвращаясь к исходному направлению. Такой суточный ход ветра отмечается летом до высоты 100–300 м, а зимой до высоты 20–30 м.

В вышележащих слоях наблюдается обратный суточный ход скорости ветра, т.е. максимум скорости отмечается ночью. После восхода Солнца ветер начинает уменьшаться и медленно поворачивает влево. В послеполуденные ча-

сы скорость уменьшается до минимума, после чего ветер снова усиливается и поворачивает вправо, принимая первоначальную скорость и направление. Высота, на которой один тип суточного хода ветра сменяется другим, называется **высотой обращения суточного хода ветра**.

Амплитуда суточного изменения скорости ветра составляет 3–5 м/с. Летом она больше, чем зимой, а в ясные дни больше, чем в пасмурные. Над океанами суточный ход ветра почти не заметен.

Причиной суточного хода ветра является суточное изменение интенсивности турбулентного перемешивания. Ночью в приземном слое атмосферы, как правило, наблюдается инверсия и турбулентное перемешивание ослаблено. Самый нижний слой воздуха из-за трения о подстилающую поверхность движется очень медленно, а иногда наблюдается и полное отсутствие его движения. В более высоких слоях ветер не испытывает тормозящего влияния поверхности.

С восходом солнца увеличивается термическая неустойчивость, усиливается турбулентность, а тем самым и взаимодействие между нижними, медленно движущимися, и более высокими, быстро движущимися слоями. Это приводит к выравниванию свойств, в том числе скорости и направления ветра, на разных высотах. В результате перемешивания сверху вниз приходит воздух, движущийся с большей скоростью и имеющий большее отклонение от направления барического градиента. Поэтому в верхней части пограничного слоя происходит уменьшение скорости ветра и вращение его влево. В 13–14 ч в нижних слоях скорость ветра достигает максимума, а в более высоких – минимума. По мере ослабления турбулентности взаимодействие между нижними и более высокими слоями уменьшается и ночью почти прекращается. В результате этого скорость ветра в нижних слоях под влиянием внешнего трения ночью

уменьшается, а в более высоких слоях, уже свободных от влияния земной поверхности, увеличивается до значения, равного скорости градиентного ветра. Такой правильный суточный ход ветра часто нарушается прохождением фронтов, барических систем и т.д.

В годовом ходе в умеренных и высоких широтах северного полушария наибольшая скорость ветра наблюдается зимой, когда разность температур между этими широтами наиболее велика и соответственно велика разность давлений. К лету с уменьшением контраста температур и, следовательно, градиентов давления ветер ослабевает. Такой годовой ход характерен для западных окраин континентов. Однако внутри материков, например в Сибири, зимой отмечаются наименьшие скорости ветра и часто бывают штили, а летом скорость ветра наибольшая. Это обусловлено тем, что внутри материков зимой развиваются барические максимумы, а для них характерны слабые ветры.

Поскольку действительный ветер у земной поверхности всегда (за исключением широт, близких к экватору) отклоняется от барического градиента на некоторый острый угол в северном полушарии вправо, в южном – влево, то отсюда следует так называемый *барический закон ветра*: если в северном полушарии встать спиной к ветру, то наиболее низкое давление окажется слева и несколько впереди, а наиболее высокое давление – справа и несколько сзади. Этот закон был найден эмпирически еще в первой половине XIX в. Бейс-Балло и носит его имя.

6.7. Масштабы атмосферных движений

Поскольку атмосфера находится в постоянном движении, то распределение давления в атмосфере и определяемые им системы ветров все время ме-

няются. Анализ атмосферных движений позволяет выделить следующие характерные масштабы движений.

1. Микрометеорологический масштаб, характеризующийся колебаниями температуры, давления и ветра с периодами от долей секунды до минут. Максимум этих колебаний приходится на периоды около минуты, а размеры турбулентных неоднородностей – около 600 м.

2. Масштаб конвективных облаков с горизонтальными размерами порядка 1–10 км и временем существования от десятка минут до одного – двух часов.

3. Мезометеорологический масштаб отражает изменения метеорологических величин, вызванные местными циркуляционными процессами (бризы, смерчи и др.), характерные горизонтальные размеры которых составляют 10 – 100 км, а продолжительность во времени – от нескольких часов до полусуток.

4. Макрометеорологический (синоптический) масштаб – горизонтальные размеры 1000 – 3000 км, время существования – 1 – 7 дней. Движения этого масштаба определяют основные изменения погоды вследствие возникновения, развития, перемещения и разрушения огромных атмосферных возмущений (атмосферных фронтов, циклонов, антициклонов и др.).

5. Глобальный масштаб, описывающий ультрадлинные волны в атмосфере. Характерные пространственные размеры движений этого масштаба 10000 – 40000 км, а характерный период времени – около двух недель.

В каждый конкретный момент времени в атмосфере существуют движения всех масштабов, причем крупномасштабные движения включают в себя более мелкие, что определяет чрезвычайную сложность атмосферной циркуляции. Однако статистически осредняя поля давления и ветра можно выделить

наиболее устойчивые черты воздушных течений, представляющие общую циркуляцию атмосферы.

6.8. Общая циркуляция атмосферы

Система крупномасштабных течений в атмосфере Земли, соизмеримых по своим размерам с материками и океанами, называется общей **циркуляцией атмосферы (ОЦА)**. Элементы ОЦА обнаруживаются на картах среднего распределения давления и ветра за отдельные месяцы, сезоны и за год. Анализ этих карт показывает, что поля давления, а значит и ветра, в тропиках и внетропических широтах существенно отличаются. Так, во внетропических широтах у поверхности земли по характерным особенностям поля давления можно выделить следующие области:

- относительно высокого давления над полюсами;
- постоянно изменяющий свою конфигурацию пояс низкого давления в районе субполярных широт (60–65°);
- умеренных широт, в которой происходит активное развитие и движение циклонов и антициклонов;
- пояс высокого давления в субтропических широтах (30–35°), так называемый пояс субтропических антициклонов.

В тропических широтах по полю давления выделяются следующие зоны:

- область, где приземное давление уменьшается от субтропиков в направлении экватора;
- пояс низкого давления в приэкваториальной области.

Так как реальный ветер во внетропических широтах близок к геострофическому, то указанное распределение давления обуславливает преобладание восточных ветров в полярных и тропических широтах и западных – в умерен-

ных широтах. Таким образом, наиболее устойчивой особенностью в распределении ветра над земным шаром является квазизональность этого распределения, т.е. преобладание широтных составляющих ветра (восточной и западной) над меридиональными (северной и южной). Причиной зональности давления и ветра является зональность в распределении температуры и динамические особенности самого механизма ОЦА.

6.9. Циркуляция внетропических широт

Вне тропиков всегда имеются районы, занятые арктическим (в южном полушарии антарктическим) воздухом, образующим арктическую (антарктическую) воздушную массу (АВ), очагом формирования которой является Арктика (Антарктика). Большая часть средних широт занята воздушной массой умеренных широт (УВ), иначе называемой полярной воздушной массой, которая формируется в умеренных широтах. В субтропических широтах всегда присутствуют тропические воздушные массы (ТВ), которые либо здесь формируются, либо перемещаются в эти районы из тропиков. Все воздушные массы существуют в атмосфере в течение всего года, но границы очагов их формирования испытывают сезонные смещения: летом к полюсам, а зимой в направлении тропиков.

Воздушные массы различаются по температуре, влажности и другим свойствам не только у Земли, но и в свободной атмосфере, включая высоту и температуру тропопаузы. Поэтому на границе соприкосновения различных воздушных масс формируются узкие зоны перехода (более или менее резкого изменения указанных свойств), называемые **главными атмосферными фронтами**. Арктический воздух отделяется от воздуха умеренных широт **арктическим фронтом (АФ)**, воздух умеренных широт отделяется от тропического **фронтом**

умеренных широт, называемым также **полярным фронтом (ПФ)**. Наиболее резко контраст метеорологических величин на фронтах выражен у поверхности Земли, а ширина зоны перехода от одной воздушной массы к другой составляет у земли 10–20 км, поэтому на синоптических картах погоды фронты у Земли изображаются фронтальными линиями. С высотой в свободной атмосфере области перехода от одной воздушной массы к другой расширяются и превращаются во фронтальные зоны. Поскольку границы между воздушными массами охватывают все полушарие, то и фронтальные зоны главных атмосферных фронтов имеют планетарный характер и называются **планетарными высотными фронтальными зонами (ПВФЗ)**. Большие величины температурных градиентов во фронтальных зонах определяют большие значения термического ветра, поэтому в области главных фронтов скорость ветра с высотой сильно растет, что приводит к формированию в верхней тропосфере и нижней стратосфере *струйных течений (СТ)*, т.е. узких и вытянутых в направлении фронта областей со скоростями ветра более 100 км/ч.

Воздушные массы, разделяющие их фронты, не остаются неподвижными: различия в температурах воздушных масс являются причиной существования горизонтальных градиентов давления, под действием которых воздушные массы и атмосферные фронты непрерывно перемещаются. При определенных контрастах температур и разности скоростей ветра по обе стороны фронта на нем возникают неустойчивые фронтальные волны. Если складывающиеся в тропосфере условия приводят к тому, что со временем амплитуда таких волн растет, то такие волны дают начало циклонам и антициклонам.

Основной особенностью атмосферной циркуляции во внетропических широтах является постоянное возникновение, развитие, перемещение и разру-

шение крупномасштабных атмосферных возмущений – циклонов и антициклонов, называемое **циклонической деятельностью**.

В течение года во внетропических широтах каждого полушария возникают сотни циклонов. Развитые циклоны могут одновременно захватывать несколько областей России или несколько западноевропейских стран и определять характер погоды на огромной территории. Подавляющее большинство циклонов умеренных широт возникает на главных атмосферных фронтах, т.е. либо на полярном фронте, либо на арктическом. В эволюции циклона выделяются четыре стадии.

Первая стадия развития циклона – это *стадия фронтальной волны*. В ней циклон выглядит как волнообразное возмущение на малоподвижном фронте. С появлением волны теплый воздух в передней ее части начинает продвигаться к высоким широтам, формируя теплый фронт циклона, т.е. фронт на котором теплый воздух натекает на клин более плотного холодного воздуха. В тыловой части волны холодный воздух продвигается к низким широтам в сторону теплого воздуха, формируя холодный фронт циклона, т.е. фронт, где клин холодного воздуха вытесняет более легкий теплый воздух. При этом давление у вершины фронтальной волны (там, где смыкаются теплый и холодный фронты циклона) понижается (рис. 6.5а).

В процессе развития волны давление у ее центра продолжает понижаться, а ветры образуют характерную циклоническую циркуляцию вокруг центра и усиливаются. Циклон переходит в следующую стадию – *молодого циклона*. Теплый и холодный фронты циклона окончательно оформляются. Поскольку скорость перемещения холодного фронта больше, чем теплого, то пространство между фронтами уменьшается, образуя теплый сектор циклона, где наблюдаются

ся самые высокие температуры. В свободной атмосфере в передней части циклона в результате выноса теплого воздуха формируется гребень высокого давления, а в тыловой части циклона, куда вторгается холодный воздух, образуется барическая ложбина. Таким образом, появившиеся в стадии волны волнообразные воздушные течения во фронтальной зоне приобретают большую амплитуду (рис. 6.5б).

Дальнейшее развитие фронтальной системы циклона приводит к тому, что на некотором участке холодный фронт смыкается с теплым. На этом участке образуется фронт окклюзии, а теплый сектор еще больше сужается. В процессе окклюдирования теплый воздух вытесняется на периферию циклона и в более высокие слои атмосферы. У поверхности Земли центр циклона занимает холодный воздух. Начало окклюдирования обычно совпадает со следующей стадией развития циклона – *стадией максимального развития*, когда давление в его центре понижается до самых низких значений. Циклоническая система ветров расширяется по площади, а замкнутая циклоническая циркуляция распространяется от поверхности Земли на более высокие слои, обычно достигая высоты 5 км (рис. 6.5в).

После начала окклюдирования в течение одних-двух суток давление в центре циклона обычно меняется мало, холодный воздух продолжает распространяться и занимает всю область циклонической циркуляции. Циклон замедляет свое движение и вступает в заключительную стадию своего существования – *стадию заполнения*. Он становится холодным, высоким и малоподвижным. Давление в центре циклона начинает расти и он постепенно заполняется (рис. 6.5г).

Весь жизненный цикл циклона продолжается 5–7 дней. Если в первых стадиях своего развития циклон является термически асимметричным образованием с теплым воздухом в южной части и холодным воздухом в северной, то завершает он свой жизненный цикл полностью холодным образованием.

Перемещаются циклоны в направлении общего переноса воздуха в средней и верхней тропосфере. Скорость их перемещения на 25–35% меньше скорости этого потока. В среднем она равна 30–40 км/ч, но в отдельных случаях она может достигать 80 км/ч и более. В стадии заполнения циклона скорость его перемещения резко уменьшается. Хотя скорости циклонов и невелики, но за несколько суток своего существования циклон может переместиться на значительное расстояние (несколько тысяч километров), меняя по пути режим погоды.

При прохождении циклона усиливается ветер и меняется его направление. В передней (восточной) части циклона наблюдаются ветры с южной составляющей, в тыловой (западной) части – с северной. С этим связаны и колебания температуры при прохождении циклона. Циклонические области характеризуются увеличенной облачностью и осадками. В передней части циклона осадки обложные, выпадающие из облаков теплого фронта и фронта окклюзии. В тыловой части – осадки ливневые из кучево-дождевой облачности, свойственной холодному фронту и неустойчиво стратифицированным холодным воздушным массам. В южной части циклона, занятой теплой воздушной массой, иногда наблюдаются морозящие осадки.

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Это единый процесс, происходящий во фронтальной зоне, в результате которого в одном районе создается недостаток массы воздуха и возникает ци-

клон, а в другом районе – избыток массы воздуха и возникает антициклон. Как и циклоны, антициклоны в своем развитии проходят ряд стадий: это *низкий холодный подвижный антициклон*, *теплый высокий*, так называемый *блокирующий* антициклон и *разрушающийся* антициклон.

В отличие от циклонов, в которых преобладают восходящие движения, в антициклонах существует общая тенденция к нисходящему движению воздуха, связанная с оттоком воздуха в слое трения от центра к периферии. По мере развития антициклона мощные слои воздуха в нем в верхней и средней тропосфере медленно оседают, что приводит к их адиабатическому нагреванию и возникновению температурных инверсий. Благодаря оседанию воздух в антициклоне удаляется от насыщения, поэтому погода в антициклонах преобладает малооблачная и сухая. Только в нижних слоях в холодное время суток и года возможно образование туманов и слоистых облаков, которые возникают в результате охлаждения воздуха от земной поверхности или переноса в холодной воздушной массе нижней части антициклона. Барические градиенты и ветры в центральной части антициклона слабые, однако на его периферии антициклона ветры могут достигать штормовой силы.

6.10. Циркуляция в тропиках

В атмосфере систематически происходит проникновение умеренного воздуха в тропики и тропического воздуха в умеренные широты, поэтому любая граница в атмосфере является условной. Это некоторая переходная зона, разделяющая районы с преобладанием определенных циркуляционных процессов. Циркуляция в тропиках существенным образом отличается от циркуляции в умеренных широтах. Границу, выделяющую тропическую зону, можно определить как широту, представляющую среднее арифметическое значение из ши-

рот среднего положения тропической тропопаузы и тропопаузы умеренных широт на каждом меридиане в соответствующем месяце или сезоне. Определенная таким образом граница зимой лежит около $28\pm 3^\circ$ с.ш. в северном полушарии и около $32\pm 3^\circ$ ю.ш. в южном полушарии, а летом – около $35\pm 5^\circ$ с.ш. и $35\pm 3^\circ$ ю.ш. соответственно. Таким образом, от зимы к лету граница тропической зоны смещается к полюсам, причем наибольшее смещение наблюдается в северном полушарии над материками.

Циркуляционные системы в тропиках отличаются значительной устойчивостью. Как на средних картах давления и ветра, так и в любой физический момент времени в тропической зоне можно различить такие циркуляционные системы, как пассаты, летний или зимний муссон и внутритропическую зону конвергенции.

Пассаты – это устойчивые ветры восточной четверти, дующие в течение всего года над океанами на обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов в каждом полушарии. Скорость пассатных ветров у земной поверхности составляет в среднем 5–8 м/с. У земной поверхности, где действует сила трения, ветер отклоняется от изобар на некоторый угол в сторону низкого давления. Таким образом, на южной периферии субтропического антициклона в северном полушарии наблюдается северо-восточный пассат, а на северной периферии субтропического антициклона в южном полушарии – юго-восточный.

Муссоны – это устойчивые сезонные режимы воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме. Муссоны наблюдаются в тех районах, где циклоны и антициклоны обладают достаточной устойчивостью и резким сезонным преобладанием одних над

другими. Первоначальной причиной возникновения муссонов является различие в нагревании материков и океанов в течение года. Кроме того, на направление и скорость муссонного потока оказывают влияние сила Кориолиса, очертания материков, их орография и характер подстилающей поверхности. Классическим примером тропического муссона в бассейне Индийского океана является Индийский муссон. С июня по сентябрь в нижней тропосфере над Аравийским морем, Индостаном и Бенгальским заливом господствуют юго-западные ветры летнего Индийского муссона, связанного с наличием над севером Африки и югом Азии огромной Переднеазиатской депрессии. В сентябре низкое давление над Сибирью заменяется высоким, а к декабрю барическое поле полностью перестраивается: над всей Азией устанавливается огромный Азиатский антициклон. С перестройкой барического поля изменяются и воздушные течения: в декабре достигает своего полного развития зимний северо-восточный муссон. Режим тропических муссонов в бассейне Индийского океана существует не только в Индии, но и во всей Южной и Юго-Восточной Азии, включая Южный Китай, а также распространяется на Австралию и Индонезию.

Пассаты над Атлантическим и Тихим океанами разделены сравнительно узкой переходной зоной ($1-3^\circ$ по меридиану) с неустойчивыми, в основном слабыми, но иногда и довольно сильными шквалистыми ветрами. В этой зоне наблюдается сходимостъ пассатов северного и южного полушарий. Поэтому она называется **внутритропической зоной конвергенции (ВЗК)**. Сходимость воздушных течений в нижней половине тропосферы и их расходимость на поверхности 200 гПа вызывают восходящие вертикальные токи во всей тропосфере, которые способствуют развитию конвекции до больших высот.

Циклонические атмосферные возмущения возникают и в тропиках. Чаще всего это слабые тропические депрессии, возникающие как волновые возмущения во внутритропической зоне конвергенции или внутри пассатного течения. В некоторых редких случаях (примерно в одном из десяти) тропические возмущения усиливаются настолько, что сила ветра в них достигает 17 м/с и более. Диаметр такого возмущения – от сотни до нескольких сотен километров. Эти образования со штормовыми или ураганскими ветрами называются **тропическими циклонами**. В зависимости от силы ветра их называют **тропическими штормами** (скорость ветра 17–33 м/с) или **тропическими ураганами** (скорость ветра более 33 м/с). Возникают такие циклоны в широтной зоне от 5 до 20° широты в каждом полушарии. Для развития циклона из первоначальной слабой депрессии нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс и близость воздуха к насыщению. Именно неустойчивость стратификации и связанный с ней подъем насыщенного воздуха с выделением огромного количества тепла конденсации определяет кинетическую энергию циклона. При своем продвижении тропический циклон вызывает сильнейшее волнение на море. Плоские берега, вблизи которых он проходит, иногда затапливаются гигантскими (до 10–15 м высотой) волнами. Выходя на сушу, тропический циклон может привести к опустошению территории ураганскими ветрами и наводнениями.

6.11. Местные ветры

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

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

номасштабных воздушных течениях. Таковы, например, *бризы* по берегам морей и больших озер, связанные с суточным ходом температуры поверхности суши и моря, имеющие резкую суточную смену направления. Днем морской бриз дует в направлении на берег, а ночью береговой бриз дует с берега на море. Скорость ветра при бризах 3–5 м/с, в тропиках и больше. Бризы отчетливо выражены в тех случаях, когда погода ясная и общий перенос воздуха слабый, как это бывает, например, во внутренних частях антициклонов.

Характер местной циркуляции имеют также *горно-долинные* ветры сходные с бризами и также имеющие суточную периодичность. Существуют по крайней мере две независимо действующие причины возникновения горно-долинных ветров. Одна из них – дневной подъем или ночное опускание воздуха по горным склонам – ветры склонов. Другая создает общий перенос воздуха вверх по долине днем и вниз ночью – горно-долинные ветры.

Во-вторых, местные ветры могут представлять собой местные изменения (возмущения) течений общей циркуляции атмосферы под влиянием орографии или топографии местности. Таков, например, *фен* – теплый ветер, дующий по горным склонам в долины и возникающий, когда течение общей циркуляции переваливает через горный хребет. Температура воздуха при фене значительно и быстро повышается, а относительная влажность резко падает.

Влиянием орографии объясняются и различные разновидности *боры* – сильного холодного и порывистого ветра, дующего с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. Бора возникает, когда холодный фронт подходит к прибрежному хребту. Переваливая через хребет, холодный воздух низвергается вниз, под действием силы тяжести приобретая значительную скорость. Падая на поверхность воды, этот нисходящий поток вызывает штормо-

вой ветер, создающий сильное волнение. При этом резко понижается температура.

Рельеф местности может создавать усиление ветра в некоторых районах до скоростей, значительно превышающих скорости в соседних районах. Иногда особые свойства придает местному ветру прохождение воздуха над сильно нагретой и сухой поверхностью или над сильно испаряющей (водной) поверхностью.

В-третьих, местными ветрами называют и такие сильные или обладающие особыми свойствами ветры в некотором районе, которые, по существу, являются течениями общей циркуляции. Интенсивность их проявления и их характерность для данного географического района являются следствием самого механизма общей циркуляции, самого географического распределения атмосферных процессов.

Иногда на ограниченных территориях наблюдаются резкие кратковременные усиления ветра, называемые *шквалами*. Скорость ветра при шквале внезапно, порывом усиливается до 20 м/с и более. Усиление ветра продолжается несколько минут, а иногда повторяется на протяжении короткого времени. Более или менее резко меняется и направление ветра.

Шквал обусловлен тем, что в передней части кучево-дождевого облака возникает сильное восходящее движение воздуха, а в центральной и тыловой частях – нисходящее, создаваемое ливневыми осадками, увлекающими с собой воздух. В облаке и под ним возникает вихревое движение воздуха с горизонтальной осью, в которое вовлекается воздух из смежных районов. В случае сильной конвекции это явление приводит к шквалу. Шквал обычно связан с ливневыми осадками и грозой, иногда с градом.

В условиях большой неустойчивости атмосферной стратификации, кроме достаточно обычных грозных шквалов, могут возникать особые вихри с вертикальной осью, напоминающие циклоны, но миниатюрных размеров. Наиболее крупные из них называются над морем *смерчами*, а над сушей – *тромбами*. В Северной Америке тромбы именуют *торнадо*.

Вихрь возникает обычно в передней части грозового облака и проникает сверху почти до самой земной поверхности. У смерчей диаметр вихря порядка десятков метров, у тромбов – порядка 100–200 м, а в американских торнадо и больше. Тромб виден как темный столб между облаками и землей, расширяющийся кверху и книзу, или как хобот свисающий из облака. Такая форма объясняется тем, что вихрь втягивает сверху облако, а снизу пыль или воду, кроме того, при сильном падении давления внутри вихря происходит конденсация водяного пара.

Вихрь перемещается вместе с облаком чаще всего со скоростью около 30–40 км/ч. Время существования смерчей измеряется минутами, тромбов десятками минут, иногда несколькими часами. За это время вихрь может продвигаться над морем на несколько километров, а над сушей – на десятки или даже на сотни километров, сметая все на своем пути. Скорости ветра в тромбах могут достигать 50–100 м/с, их можно определить по степени разрушений.

6.12. Прогноз погоды

В связи с сильной зависимостью человеческой деятельности от изменений погоды в течение последнего столетия практически во всех странах возникли национальные службы погоды, которые в своей работе опираются на международную программу Всемирной метеорологической организации – Всемирную службу погоды (ВСП). ВСП состоит из трех взаимосвязанных компо-

мент: глобальной системы наблюдений (ГСН), глобальной системы телесвязи (ГСТ) и глобальной системы обработки данных (ГСОД).

ГСН состоит из подсистемы наземных наблюдений, которая имеет более 8000 метеорологических, около 800 аэрологических, более 350 автоматических станций на суше и более 300 на море, кроме того, систематические метеорологические наблюдения ведутся на коммерческих судах (около 7000). Для предупреждений о сильных штормах во всем мире используется около 600 метеорологических радиолокаторов. В ГСП входит также космическая подсистема, состоящая из четырех полярно-орбитальных и пяти геостационарных, т.е. неподвижных относительно некоторой точки на экваторе, поскольку их угловая скорость равна угловой скорости вращения Земли, метеорологических спутников.

ГСТ состоит из главной сети телесвязи (ГСЕТ) и региональных сетей. ГСЕТ включает 21 магистральную цепь, связывающую три мировых метеорологических центра (Вашингтон, Мельбурн, Москва) и 15 региональных узлов связи. Кроме того, региональную сеть телесвязи обслуживают еще 16 региональных узлов связи и 149 национальных центров. Эта система, используя современные космические, оптоволоконные и другие системы связи, ежедневно передает огромное количество разнообразной метеорологической информации со скоростями до 10000 бит/с.

ГСОД обеспечивает рациональное распределение ответственности за сбор и обработку метеорологической информации по крупным районам, включая полушарие и земной шар, составление прогнозов полей метеорологических величин по району своей ответственности и предоставление этой информации всем странам членам ВМО, используя каналы ГСТ. ГСОД строится как трехступенчатая система центров, состоящая из мировых (ММЦ), региональных

(РМЦ) и национальных (НМЦ) метеорологических центров. Три ММЦ получают глобальную информацию и составляют аналитические и прогностические карты для всего земного шара и (или) полушария; 25 РМЦ анализируют метеорологическую информацию и разрабатывают прогнозы метеорологических полей по крупным географическим районам (Атлантика и Европа, Евразия и т.д.); наконец, НМЦ отвечают за метеорологические анализы и прогнозы для своей страны. Помимо ММЦ, РМЦ и НМЦ существуют и специализированные центры, такие как Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), составляющий прогнозы крупномасштабных метеорологических полей на срок до шести дней, а также центры зональных прогнозов, которые функционируют в рамках Всемирной системы метеорологического обслуживания гражданской авиации.

В России функции ММЦ выполняются Российским Гидрометеорологическим центром в Москве. Гидрометеорологические центры в Новосибирске и Хабаровске выполняют функции РМЦ. Территориальные гидрометеорологические центры ведут метеорологическое обслуживание в республиках, краях, областях и экономических районах. Кроме того, при аэропортах имеются авиаметеорологические центры и станции, удовлетворяющие потребности авиации в информации о погоде. Метеорологические прогностические группы существуют также в морских и рыбопромысловых организациях и т.д.

Сведения о погоде передаются в центры службы погоды зашифрованными с помощью международно согласованных цифровых кодов. В ММЦ и РМЦ они поступают в компьютеры, которые сортируют данные, производят контроль их правильности, а затем данные подвергаются объективному анализу, представляются в удобном для дальнейшего использования виде, передают-

ся для дальнейшего использования в анализе и прогнозе погоды, заносятся на технические носители для долговременного хранения.

Прогнозы погоды на 1–3 суток называются *краткосрочными*, на 4–10 суток – *среднесрочными* и на месяц и сезон – *долгосрочными*. В зависимости от периода, на который дается прогноз, используются различные методы прогнозирования.

Задача составления краткосрочных и среднесрочных прогнозов распадается на два этапа: прогноз синоптического положения, т.е. положения на некоторой территории на момент прогноза основных синоптических объектов (воздушных масс, атмосферных фронтов и фронтальных зон, циклонов, антициклонов и др.) и прогноз собственно погоды, т.е. явлений погоды и значений метеорологических величин.

В настоящее время прогноз синоптического положения выполняется путем численного интегрирования уравнений динамики и термодинамики атмосферы, что возможно только при полной автоматизации всего процесса вычисления прогностических полей давления, температуры и других величин. Поэтому в ММЦ и РМЦ созданы специальные информационные технологические линии, включающие суперкомпьютеры с быстродействием до миллиарда операций в секунду, соединенные с каналами связи. Эти линии обеспечивают:

- ввод метеорологической информации в компьютеры с каналов связи;
- контроль метеорологической информации;
- объективный анализ, т.е. интерполяцию значений метеорологических величин, измеренных на станциях, в регулярную сетку точек;
- численное интегрирование уравнений гидротермодинамики с целью вычисления будущих значений метеорологических величин;

- графическое представление прогностических полей на сроки прогноза;
- использование прогноза синоптического положения для прогноза погоды в самом центре и передача прогностической продукции по каналам связи в местные органы службы погоды.

На базе прогноза синоптического положения выполняется второй этап разработки прогноза – собственно прогноз погоды. Для этого прогнозист (синоптик), пользуясь прогностическими полями метеорологических величин, определяет будущее положение циклонов, антициклонов, фронтов и воздушных масс относительно территории, для которой составляется прогноз. Он оценивает возможные изменения погоды, основываясь на фактических свойствах синоптических объектов, учитывая их последующие изменения, применяя физические, статистические и эмпирические методы расчета конкретных метеорологических величин и явлений погоды.

Среднесрочные прогнозы опираются на текущую информацию о развитии синоптических процессов, а также на будущие поля давления и температуры. Прогнозируются средняя температура (либо аномалия температуры) и среднее количество осадков на предстоящие 10 дней, а также величины максимальной и минимальной температуры в течение будущих 5–7 суток. Для составления таких прогнозов используются статистические методы, в которых характеристики прогностических метеорологических полей используются как предикторы (предсказатели), а прогнозируемые величины рассчитываются по уравнениям множественной регрессии. Эти уравнения получают, статистически обрабатывая большое количество архивных данных.

В настоящее время установлено, что предсказуемость характера погоды на какой-то день в данном месте не превышает двух недель. Таким образом, нет

надежды получить метод прогноза, который позволил бы предвычислять погоду по дням на предстоящий месяц или сезон и тем более на большие сроки. Следовательно, в этом случае под прогнозом погоды надо понимать прогноз более общих характеристик, например, месячных или сезонных аномалий температуры и осадков. Но задача определения этих характеристик погоды на месяц и сезон пока еще далека от удовлетворительного разрешения, поэтому создание надежного метода долгосрочного прогноза погоды – главная задача для метеорологии в настоящее время.

Вопросы к главе 6

1. Что такое барическое поле, изобара, изобарические поверхности?
2. Что такое горизонтальный градиент давления?
3. Каково соотношение между горизонтальным и вертикальным барическими градиентами?
4. Какие факторы влияют на изменение с высотой величины и направления горизонтального барического градиента?
5. Какие существуют барические системы?
6. Как располагаются изобарические поверхности в пространстве в циклонах и антициклонах? Какова роль температурного поля?
7. Какая сила в атмосфере вызывает горизонтальное движение воздуха?
8. Что такое отклоняющая сила вращения Земли?
9. Что такое геострофическое движение, геострофический ветер?
10. В каком случае ветер называется градиентным? Как дует градиентный ветер в циклоне и антициклоне?
11. Что называют термическим ветром? Как направлен термический ветер в северном полушарии?

12. Как сила трения действует на скорость и направление ветра?
13. Как меняется скорость и направление ветра в слое трения?
14. Какие масштабы атмосферных движений обычно выделяют в тропосфере?
15. Что понимают под общей циркуляцией атмосферы (ОЦА)?
16. Что такое главные атмосферные фронты, какие воздушные массы они разделяют?
17. Опишите эволюцию циклона и погоду в циклоне.
18. Охарактеризуйте развитие антициклона и погоду в нем.
19. Что такое местные ветры? Какие причины приводят к появлению местных ветров?
20. Где проходит метеорологическая граница тропиков?
21. В чем особенности циркуляции в тропиках?
22. Каковы причины возникновения шквалов и маломасштабных вихрей?
23. Какие функции выполняют глобальные системы наблюдений, передачи и обработки данных?

Глава 7.

Метеорология загрязнения атмосферы

Атмосферные примеси. Загрязнение атмосферы. Атмосферная диффузия. Высота слоя перемешивания. Потенциал загрязнения атмосферы. Влияние загрязнения на здоровье человека, растительный, животный мир.

7.1. Горизонтальный перенос и рассеивание примесей

Атмосферные примеси существуют в виде твердых частиц, жидких капель или газа. Концентрация примесей в атмосфере может оказывать вредное влияние на самочувствие и здоровье людей, растительный и животный мир. Проблема загрязнения воздуха имеет глобальный и региональный аспекты.

Несмотря на то, что примеси могут поступать как из естественных, так из созданных человеком источников, употребляя термин "загрязнение", часто ограничиваются рассмотрением свойств воздуха, видоизмененных деятельностью человека, особенно в тех случаях, когда примеси поступают из промышленных источников со скоростями, превышающими скорости естественных процессов рассеивания и самоочищения в атмосфере. В данном случае проблема загрязнения воздуха является преимущественно местной, и можно выделить три основные группы факторов. *Экономический*, определяющий расположение жилых домов, промышленности и автотранспорта – основных источников искусственного загрязнения. Из-за рассеивания примесей в атмосфере загрязнение определяется *метеорологическими* условиями. И наконец, на распространение примесей в атмосфере оказывает влияние *рельеф*. Совместное действие этих факторов может привести к тому, что загрязнение атмосферы может быть кратковременно наиболее сильным и иметь серьезные последствия.

Концентрация загрязнения существенно зависит от разбавления относительно чистым воздухом, возможно всей тропосферы, содержащей $5 \cdot 10^{18}$ м³ воздуха. Реально достигнутое разбавление в любой момент времени определяется преобладающими метеорологическими условиями (скорость рассеивания и диффузия при переносе примесей от источников).

Из теории атмосферной диффузии следует, что концентрация с подветренной стороны непрерывного источника прямо пропорциональна скорости выброса и обратно пропорциональна произведению скорости ветра, поперечной горизонтальной и вертикальной составляющих коэффициента диффузии. Факторы, определяющие вертикальный и горизонтальный перенос вещества, являются основными в процессе диффузии. Следует также учитывать тип источника. Загрязнения от точечного источника могут быть мгновенными (ядерный взрыв) или непрерывными (фабричная труба). Расстояние, на которое распространяется загрязнение из одиночной трубы, может достигать десятка километров в направлении ветра. Загрязнение, вызванное большими по площади источниками, может распространяться на сотни километров от района выброса. В глобальном масштабе, в частности при западном течении воздушных масс, перенос примеси может достигать тысячи километров.

7.2. Высота слоя перемешивания

Подъем воздуха, содержащего примеси, может происходить в результате вынужденного подъема над орографией, на фронтах, общей причиной является конвекция.

Вследствие нагревания атмосферного воздуха с подстилающей поверхности в течение дня термики из приземного слоя, расположенного над локальным термическим источником, поднимаются вверх вследствие меньшей плот-

ности, чем окружающий воздух. По мере того, как частица воздуха поднимается через атмосферу, происходит ее адиабатическое расширение и охлаждение. Такая частица воздуха будет подниматься, если она остается более теплой и обладает большей плавучестью, чем окружающий атмосферный воздух. Это будет происходить в случае, если градиент температуры больше градиента температуры поднимающейся частицы воздуха (рис. 7.1).

В свою очередь большой положительный градиент в окружающем атмосферном воздухе возникает при больших значениях потока поступающей солнечной радиации в дневное время. Тогда у земной поверхности преобладают сверхадиабатические условия, и в неустойчивом воздухе происходит интенсивное рассеивание примесей в вертикальном направлении. Высота такого хорошо перемешанного слоя зависит от термических характеристик подстилающей поверхности, а также интенсивности солнечной радиации.

Дневное нагревание способствует возникновению восходящих движений, ночное выхолаживание земной поверхности приводит к образованию инверсии температуры, которые приводят к высоким концентрациям загрязнения у Земли. Наибольшая концентрация загрязнения в приземном слое обычно наблюдается в направлении ветра на расстоянии, в 20 раз превышающем высоту трубы. Форма факела в основном определяется вертикальными профилями температуры и ветра.

Наиболее благоприятные условия для рассеивания выбросов из высоких труб создаются при конусообразной, лентообразной и приподнятой формах факелов. Относительно низкая концентрация примесей в приземном слое соответствует лентообразному факелу. В приподнятом факеле происходит наибольшее рассеивание примесей.

7.3. Потенциал загрязнения атмосферы

Для описания условий рассеивания примесей используется потенциал загрязнения атмосферы – комплексная характеристика повторяемости приземных инверсий, скорости ветра 0–1 м/с, застоев (сочетания инверсий и штиля), туманов.

Высокий потенциал загрязнения воздуха должен соответствовать тем метеорологическим условиям, при которых наблюдаются наибольшие концентрации примесей в приземном слое воздуха для источников с фиксированными параметрами выбросов. Однако в зависимости от высоты источника, одни и те же метеорологические факторы могут оказывать разное воздействие.

В случае высоких источников примеси наибольшие концентрации у Земли наблюдаются при условиях интенсивного турбулентного переноса примеси сверху вниз. Эти же условия способствуют переносу примеси вверх от низких источников и очищению приземного слоя. Для загрязнения воздуха выбросами от низких источников, в основном от автотранспорта, в городах неблагоприятные условия создаются при устойчивой стратификации и слабых ветрах. При сочетании слабых ветров с приземными инверсиями (состояние застоя) отмечается сильное загрязнение воздуха.

Территория России характеризуется разнообразием климатических условий, определяющих потенциал загрязнения атмосферы, т.е. перенос и рассеивание примесей, поступающих в воздушный бассейн города с выбросами от предприятий и автотранспорта. Выделено пять зон с различными условиями рассеивания примесей. Низкий потенциал загрязнения, т.е. благоприятные условия для рассеивания наблюдаются на северо-западе Европейской части России. Особенно неблагоприятные условия для рассеивания (очень высокий по-

тенциал) создаются в Восточной Сибири, где зимой в отдельных районах наблюдается до 25 дней в месяц с условиями застоя воздуха.

В качестве характеристики устойчивости атмосферы используется величина высоты слоя перемешивания (ВСП), определяемая как толщина слоя воздуха, в котором рассеиваются основные выбросы от наземных источников. Климатологические исследования ВСП на территории Европейской части России позволили получить следующие результаты: ее наибольшие значения наблюдаются летом и достигают 1600-1800 м, минимальные – зимой, и равны 200–400 м.

В случае, когда высота слоя перемешивания невелика или при наличии приземной инверсии, примеси сосредотачиваются у Земли, что создает опасные условия загрязнения.

В суточном ходе ВСП выявляются следующие особенности. В утренние часы значение ВСП существенно меньше, чем днем, а выбросы от автомашин в это время наибольшие. Поэтому утром следует ожидать и наибольшие значения концентрации первичных примесей, непосредственно содержащихся в автомобильных выхлопах. После полудня ВСП максимальна и для первичных примесей следует ожидать минимальные концентрации. Однако в это время достигает максимума интенсивность образования вторичных примесей фотохимических реакций, происходящих под влиянием солнечной радиации.

7.4. Влияние загрязнения на растительность и животный мир

Загрязнение атмосферы оказывает отрицательное воздействие на животные и растительные виды. При определенных условиях вредные вещества приводят к разрушению биоценоза с губительными последствиями. Чувствитель-

ность некоторых растений (лишайники, хвойные деревья) может быть использована в качестве биологических индикаторов загрязнения.

Сернистый газ находится среди основных атмосферных загрязнений не только из-за больших концентраций, но и по причине сильного токсического воздействия на растения. Развитие растений может замедляться из-за уменьшения поглощения CO_2 из воздуха листьями, покрытыми сажей. Смоговые условия при высокой концентрации двуокиси азота и пятнах на листьях, образовавшихся под воздействием высокой концентрации азота, могут уменьшить рост растений на 30%. Различные растения неодинаково чувствительны к сернистому газу. Перечислим растения в порядке возрастания их приспособляемости: грибы, лишайники, хвойные, травянистые растения, листопадные деревья.

Пероксиацилнитраты (ПАН) вызывают повреждение листьев, на внутренней стороне листьев появляется серебристо-стеклянная или металлическая окраска. Свинец, выбрасываемый в атмосферу с выхлопными газами автомобилей, осаждается на растениях и проникает в почву, где он остается довольно долго, поскольку слабо растворяется. Наблюдается четко выраженная тенденция к росту количества свинца в тканях растений.

Долгопериодное глобальное воздействие атмосферного загрязнения на рост растений может привести к ситуации, когда скорость, с которой зеленые растения создают сухую массу, может увеличиться на 12 % до конца текущего века за счет увеличения содержания в воздухе двуокиси углерода и усиления фотосинтеза. С другой стороны, такое увеличение может быть меньше и даже тенденция может изменить знак, если средняя температура воздуха понизится под влиянием увеличения мутности атмосферы.

Из атмосферных загрязнений фтор становится причиной болезней домашних животных. Вследствие заражения пищевых цепей происходит отравление фтором крупного и среднего рогатого скота в загрязненных районах. Фтор, попадая в почву, растворяется в воде и через корневую систему попадает в растения. Питание домашних животных зараженными растениями приводит к росту концентрации фтора и вызывает хроническую интоксикацию. При интоксикации наблюдается снижение производства молока, повреждение почек, желез, кишечника. Свинец вызывает серьезные осложнения, если он попадает в пищу домашних животных.

7.5. Влияние загрязнения на здоровье человека

Человек является основной жертвой загрязнения атмосферы. Современные эпидемиологические исследования показывают, что сильно страдает от него городское население. Даже в том случае, когда воздействие загрязнения носит скрытый характер, оно все равно проявляется, хотя латентный период нередко превышает 10 лет.

Наибольшее количество вредных веществ поступает в воздух от тепловых электростанций, предприятий черной и цветной металлургии, по производству удобрений, химической, нефтехимической, целлюлозно-бумажной промышленности и автотранспорта.

Взвешенные вещества (пыль, зола, сажа, дым, сульфаты, нитраты) в зависимости от состава могут быть высокотоксичными и почти безвредными. Они образуются в результате сгорания всех видов топлива: при работе двигателей автомобилей и при производственных процессах. При проникновении взвешенных частиц в органы дыхания происходит нарушение системы дыхания и кровообращения. Люди с хроническими нарушениями в легких, с болезнями

сердечно-сосудистой системы, астмой, частыми простудными заболеваниями чувствительны к влиянию мелких взвешенных частиц.

Диоксид азота образуется в процессе сжигания органического топлива. Оксиды азота поступают в атмосферу от предприятий, электростанций, котельных и автотранспорта. В атмосфере выбросы оксидов азота трансформируются в диоксид азота, который является важной составляющей фотохимических процессов в атмосфере, связанных с образованием озона при солнечной погоде. Диоксид азота приводит к нарушению дыхания, кашлю. Обостряет такие болезни, как астма и бронхит.

Оксид углерода поступает в атмосферу в результате неполного сгорания топлива. В крупных городах главным источником оксида углерода является автомобильный транспорт, особенно на автомагистралях с интенсивным движением. Оксид углерода уменьшает приток кислорода к тканям, повышает количество сахара в крови, ослабляет подачу кислорода к сердцу, уменьшает способность выносить физические нагрузки.

Диоксид серы поступает в атмосферу при сгорании топлива, содержащего серу. Главные источники этого вещества – электростанции, котельные, предприятия металлургии. Воздействие диоксида серы в концентрациях выше предельно-допустимых может вызвать нарушение функций дыхания и существенное увеличение болезней дыхательных путей, слизистой оболочки, воспаление носоглотки, трахеи, боль в горле.

Загрязнение воздуха свинцом создается предприятиями металлургии, металлообработки, электротехники, нефтехимии и автотранспорта. Выбросы от промышленных источников преобладают над автотранспортными, но они осу-

ществляются на больших высотах и влияют на загрязнение в меньшей степени. Вблизи дорог концентрации свинца в 2–4 раза выше, чем вдали от них.

Свинец влияет многими путями: вдыхание воздуха, поступление свинца с пищей, водой. Он накапливается в костях и тканях, влияет на почки, печень, нервную систему, органы кровообращения. Увеличение интенсивности движения автомобилей, использования этилированного бензина сопровождается ростом выбросов свинца от автомобилей.

Бенз(а)пирен поступает в атмосферу при сгорании различных видов топлива. Достаточно велико содержание бенз(а)пирена в выбросах предприятий цветной и черной металлургии, энергетики и строительной промышленности. В случае превышения предельно-допустимой концентрации могут наблюдаться неблагоприятные последствия для здоровья человека, в том числе возникновение злокачественных опухолей.

Состояние воздушного бассейна России характеризуется тем, что в 204 городах, где проживает 62% городского населения, средние годовые концентрации различных вредных веществ в атмосфере выше стандарта (ПДК). 41,2 млн жителей (38% общей численности населения городов) испытывают кратковременное воздействие высокого загрязнения воздуха, в том числе 16,5 млн человек подвержены влиянию высоких концентраций бенз(а)пирена.

7.6. Распределение примеси в атмосфере

Движение атмосферы может иметь турбулентный (неупорядоченный, хаотический) характер. Это означает, что все метеовеличины и концентрация примеси испытывают беспорядочные изменения во времени.

Представим проекции скорости движения воздуха (u, v, ω) и концентрацию примеси q в виде сумм:

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v', \quad \omega = \bar{\omega} + \omega', \quad q = \bar{q} + q', \quad (7.1)$$

где $\bar{u}, \bar{v}, \bar{\omega}$ – проекции средней скорости движения, \bar{q} – средняя концентрация, определенная за некоторый интервал времени (20 - 30 мин); u', v', ω' и q' – пульсации (отклонения от средних) соответствующих величин.

Если теперь записать уравнение, выражающее сохранение массы примеси в движущейся единичной массе воздуха, сложить его с уравнением непрерывности и полученное уравнение

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial uq}{\partial x} + \frac{\partial vq}{\partial y} + \frac{\partial \omega q}{\partial z} = \varepsilon_M \quad (7.2)$$

осреднить, то перейдем к *уравнению переноса примеси в турбулентной атмосфере*:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial q}{\partial y} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right) - \omega \frac{\partial q}{\partial z} - \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right) - \frac{\partial Q_z}{\partial z} + \varepsilon_M, \quad (7.3)$$

где все величины средние (знак осреднения опущен).

Это уравнение называют также *уравнением баланса примеси*. Здесь Q_x, Q_y, Q_z – проекции турбулентного потока Q примеси:

$$Q_x = \overline{u'q'} = -k_x \frac{\partial \bar{q}}{\partial x}; \quad Q_y = \overline{v'q'} = -k_y \frac{\partial \bar{q}}{\partial y}; \quad Q_z = \overline{\omega'q'} = -k_z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \quad (7.4)$$

где, в свою очередь, k_x, k_y, k_z – коэффициенты турбулентности вдоль соответствующих осей x, y и z декартовой (правой) системы координат.

Поток примеси Q – это масса примеси, которую переносят турбулентные частицы (моли) за 1 с через единичную площадку (1 м^2), перпендикулярную средней скорости ветра; размерность и единица измерения потока $[Q]$ – мг/($\text{м}^2 \text{ с}$).

Согласно уравнению баланса примеси (7.3), концентрация примеси в фик-

сированной точке пространства изменяется во времени под влиянием следующих факторов (процессов):

1. Адвективный приток примеси, нередко называемый просто адвекцией

$$-\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}\right). \quad (7.5)$$

Слагаемое это положительно, если воздух движется из области с более высокими q в область более чистого воздуха. В этом случае в точке с закрепленными координатами локальная производная $\frac{\partial q}{\partial t} > 0$ и концентрация примеси увеличивается во времени: $q(t) > q(0)$.

При противоположном направлении движения (из области более чистого воздуха в область более загрязненного) концентрация примеси под влиянием адвекции со временем убывает: $q(t) < q(0)$.

В большом городе, где максимальное значение q наблюдается вблизи его центра, на наветренной стороне наблюдается: $q(t) < q(0)$, на подветренной - $q(t) > q(0)$.

2. Конвективный приток примеси:

$$-\omega \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (7.6)$$

Поскольку источники примесей расположены на земной поверхности, то концентрация примеси наиболее часто убывает с высотой, т.е. $\frac{\partial q}{\partial z} < 0$.

Однако при образовании приподнятой инверсии температуры, задерживающей распределение примесей вверх, в приземном слое нередко увеличивается с высотой: $\frac{\partial q}{\partial z} > 0$.

Вертикальная скорость ω положительна ($\omega > 0$) в циклонах и ложбинах и отрицательна ($\omega < 0$) в антициклонах и гребнях.

Выше приземного слоя под влиянием конвективного притока концентрация примесей увеличивается во времени $\left(\frac{\partial q}{\partial t} > 0, q(t) > q(0)\right)$ в циклонах $\left(\frac{\partial q}{\partial z} > 0, \omega > 0\right)$ и уменьшается $\left(\frac{\partial q}{\partial t} < 0, q(t) < q(0)\right)$ в антициклонах $\left(\frac{\partial q}{\partial z} < 0, \omega < 0\right)$. В приземном слое, при инверсионной стратификации – соотношение обратное.

3. Турбулентный приток примеси включает приток за счет турбулентного обмена по горизонтали.

$$-\left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y}\right) = \frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial q}{\partial y} \quad (7.7)$$

и по вертикали

$$-\frac{\partial Q_z}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial q}{\partial z} \quad (7.8)$$

Роль турбулентного обмена сводится к переносу примесей из областей с более высокими q в области с меньшими значениями q , к увеличению размеров облака или струи примесей.

4. Последний фактор представлен в уравнении (7.3) слагаемым ε_M .

В большинстве случаев это приток примеси за счет молекулярного обмена; он мал по сравнению с турбулентным притоком.

Однако в облаках, туманах и осадках следует учитывать захват примесей каплями и кристаллами. Существенна роль этого фактора также тогда, когда наблюдается радиоактивный распад примеси.

$$\varepsilon_M = -\frac{q}{\tau} \quad (7.9)$$

Параметр τ носит название *времени релаксации*, или периода полураспада частиц (за это время концентрация примеси убывает в $e = 2,72$ раз по сравнению с начальным значением).

Слагаемые в правой части (7.3) представляют собой притоки (а не потоки) примеси; размерность их мг/(м³с), в то время как размерность потоков мг/(м²с).

Вопросы к главе 7

1. Перечислите основные примеси загрязняющие атмосферный воздух.
2. Какие метеорологические условия характеризуют потенциал загрязнения атмосферы?
3. Какие особенности стратификации пограничного слоя определяют различные концентрации загрязняющих ингредиентов?
4. Какие виды растений являются биологическими индикаторами загрязнения?
5. В чем сущность загрязнения пищевых цепей?
6. К каким заболеваниям человека приводит превышение допустимых концентраций основных загрязняющих веществ?
7. Какая часть городского населения РФ подвергается в настоящее время воздействию вредных атмосферных примесей

Глава 8.

Основные факторы формирования климата

Компоненты климатической системы (атмосфера - океан - суша - криосфера - биосфера). Глобальный и локальный климат. Внешние и внутренние процессы. Климатообразующие процессы (теплооборот, влагооборот, атмосферная циркуляция). Основные географические факторы климата (географическая широта, высота над уровнем моря, распределение суши и воды, орografia, океанические течения, растительный и снежный покров). Континентальность климата. Аридность климата. Генетическая классификация климатов. Климатические зоны (экваториальная, тропическая, умеренная, полярная).

8.1. Климатическая система, глобальный и локальный климат

Климатическая система – атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера (рис. 8.1). **Глобальный климат** – статистическая совокупность состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий.

Физические процессы, определяющие внешние воздействия на климатическую систему, а также основные взаимодействия между звеньями климатической системы называют **климатообразующими факторами**. Компоненты климатической системы и различные процессы, влияющие на формирование и изменения климата делят на *внешние* и *внутренние*.

К внешним процессам относят: приток солнечной радиации, изменения состава атмосферы, вызванные процессами в литосфере и притоком аэрозолей

и газов из космоса; изменения очертаний океанов, суши, орографии, растительности.

К внутренним процессам относят: взаимодействия атмосферы с океаном, с поверхностью суши и льдом (теплообмен, испарение, осадки), взаимодействие лед - океан, изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, облачность, снежный и растительный покров, рельеф и очертания материков. Сопоставление внешних и внутренних процессов показывает, что часть из них присутствует в обоих факторах. Это объясняется тем, что разделение на внешние и внутренние процессы зависит от периода времени, за который рассматривается состояние климатической системы. При совокупности состояний климатической системы за 1000 лет влияние очертания материков и крупномасштабной орографии на атмосферу можно рассматривать как внешний процесс, а при масштабе времени 100 млн лет это влияние необходимо отнести к внутреннему процессу. В конечном итоге глобальный климат формируется процессами, происходящими в климатической системе.

В современной теории климата в качестве внутренней климатической системы рассматривается совокупность двух ее подсистем – атмосферы и океана. Другие составляющие климатической системы считаются внешними. Наконец, в качестве внутренней климатической системы можно рассматривать только атмосферу. Тогда внешними климатообразующими факторами следует считать характеристики, определяющие особенности энергетического взаимодействия между атмосферой и другими компонентами климатической системы, распределение на поверхности Земли океанов и материков, особенности рельефа земной поверхности, а внутренними климатообразующими факторами – общую циркуляцию атмосферы и влагооборот.

Состоянию глобального климата соответствуют свои закономерности в теплообороте, влагообороте и атмосферной циркуляции. Эти климатообразующие факторы определяют многолетний режим метеорологических величин и явлений погоды.

Распределение метеорологических величин в пространстве и во времени определяет распределение локальных климатов на земном шаре. Локальный климат – совокупность атмосферных условий за многолетний период, характерный для данной местности в зависимости от ее географического положения.

8.2. Теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция, как климатообразующие факторы

В атмосферных условиях теплооборот характеризует сложные процессы получения, передачи, переноса и потери тепла в системе Земля-атмосфера. Прямая солнечная радиация, прошедшая через атмосферу, и рассеянная радиация, частично от нее отражаются, но в большей части поглощаются ею и нагревают верхние слои почвы и водоемов. Земная поверхность испускает невидимую инфракрасную радиацию, которую в большей части поглощает атмосфера и нагревается. Атмосфера излучает инфракрасную радиацию, большую часть которой поглощает земная поверхность. Одновременно земная и атмосферная радиации непрерывно излучаются в мировое пространство и вместе с отраженной солнечной радиацией уравнивают приток солнечной радиации к Земле. Часть лучистой энергии идет на нагревание земной поверхности и атмосферы.

Кроме теплообмена путем излучения, между земной поверхностью и атмосферой происходит обмен теплом путем теплопроводности. В передаче тепла внутри атмосферы важную роль играет перемешивание воздуха в вертикаль-

ном направлении. Значительная часть тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается на нагревание воды. При конденсации водяного пара в атмосфере выделяется тепло, которое идет на нагревание воздуха. Существенным процессом в теплообороте является горизонтальный перенос тепла воздушными течениями.

Температура воздуха имеет суточный и годовой ход в зависимости от притока солнечной радиации по широтам, распределения суши и моря, которые имеют различные условия поглощения радиации и соответственно по-разному нагреваются, а также горизонтального переноса воздуха с океана на сушу, и с суши на океан.

Между атмосферной и земной поверхностью происходит постоянный влагооборот. С водной поверхности, почвы, растительности в атмосферу испаряется вода, на что затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. В реальных условиях, в атмосфере, водяной пар конденсируется, вследствие этого возникают облака и туманы. Осадки, выпадающие из облаков, уравнивают испарение в целом для всего земного шара. Количество осадков и распределение их в пространстве и во времени определяют особенности растительного покрова и земледелия. От распределения количества осадков, их изменчивости, зависит гидрологический режим водоемов. Промерзание почвы, режим многолетней мерзлоты обусловлены высотой снежного покрова.

Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, и как следствие движению воздуха. На характер движения воздуха относительно земной поверхности большое влияние оказывает суточное вращение Земли. В пограничном слое атмосферы на движение воздуха влияет трение.

Совокупность основных воздушных течений, которые реализуют горизонтальный и вертикальный обмен масс воздуха – общая циркуляция атмосферы. Ее в первую очередь зависит от постоянно возникающих в атмосфере волн и вихрей, перемещающихся с различной скоростью. Это образование атмосферных возмущений – циклонов и антициклонов – характерная черта атмосферной циркуляции. Общая циркуляция атмосферы является одной из характеристик состояния климатической системы. С перемещениями воздуха связаны основные изменения погоды.

Состояние глобальной климатической системы определяет характер климатообразующих процессов – атмосферной циркуляции, теплооборота и влагооборота, проявляющихся в различных географических регионах. В связи с этим типы локальных климатов зависят от широты, распределения суши и моря, орографии, почвы, растительного и снежного покрова, океанических течений.

8.3. Влияние географической широты на климат

Географическая широта определяет зональность в распределении элементов климата. Солнечная радиация поступает на верхнюю границу атмосферы в зависимости от географической широты, которая определяет полуденную высоту Солнца и продолжительность облучения. Поглощенная радиация распределяется сложнее, так как зависит от облачности, альбедо земной поверхности, степени прозрачности воздуха.

Зональность лежит и в основе распределения температуры воздуха, которое зависит не только от поглощенной радиации, но и от циркуляционных условий. Зональность в распределении температуры приводит к зональности других метеорологических величин климата.

Влияние географической широты на распределение метеорологических величин становится заметнее с высотой, когда ослабевает влияние других факторов климата, связанных с земной поверхностью.

8.4. Изменение климата с высотой

Атмосферное давление с высотой падает, солнечная радиация и эффективное излучение возрастают, температура, удельная влажность убывают. Ветер достаточно сложно меняется по скорости и направлению.

Такие изменения происходят в свободной атмосфере над равнинной местностью, с большими или меньшими возмущениями (связанными с близостью земной поверхности) они происходят и в горах. В горах намечаются и характерные изменения с высотой облачности и осадков. Осадки, как правило, сначала возрастают с высотой местности, но, начиная с некоторого уровня, убывают. В результате в горах создается высотная климатическая зональность.

Климатические условия могут сильно различаться в зависимости от высоты места. При этом изменения с высотой намного больше, чем изменения с широтой – в горизонтальном направлении.

Высотная климатическая зональность определяется тем, что в горах изменение метеорологических величин с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются лежащие одна над другой климатические зоны (или пояса) с соответствующим изменением растительности. Смена высотных климатических зон напоминает смену климатических зон в широтном направлении. Разница, однако, в том, что для изменений, которые в горизонтальном направлении происходят на протяжении тысяч километров, в горах нужно изменение высоты только на километры. Типы растительности в горах сменяются в следующем порядке. Сначала идут лиственные леса. В сухих

климатах они начинаются не от подножия гор, а с некоторой высоты, где температура падает, а осадки возрастают настолько, что становится возможным произрастание древесной растительности. Затем идут хвойные леса, кустарники, альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников. За снеговой линией следует зона постоянного снега и льда.

Верхняя граница леса в районах с сухим континентальным климатом поднимается выше, чем в районах с влажным океаническим климатом. На экваторе она достигает 3800 м, а в сухих районах субтропиков – выше 4500 м. От умеренных широт к полярным граница леса быстро снижается в связи с тем, что произрастание леса ограничено средней июльской температурой. Смена высотных климатических зон в горах за полярным кругом сводится к смене зоны тундры на зону постоянного мороза.

Граница земледелия в горах близка к границе леса; в сухом континентальном климате она проходит значительно выше, чем в морском. В умеренных широтах эта граница порядка 1500 м. В тропиках и субтропиках полевые культуры выращивают до высот около 4000 м, а на Тибетском нагорье – выше 4600 м.

8.5. Влияние распределения моря и суши на климат

Распределение суши и моря определяет деление типов климата на морской и континентальный. Зональность климатических характеристик оказывается возмущенной или перекрытой влиянием неравномерного распределения суши и моря. В южном полушарии, где океаническая поверхность преобладает, а распределение суши более симметрично относительно полюса, чем в северном, зональность в распределении температуры, давления, ветра выражена лучше. Центры действия атмосферы на многолетних средних картах давления

обнаруживают явную связь с распределением суши и моря: субтропические зоны высокого давления разрываются над материками летом; в умеренных широтах над материками выражено преобладание высокого давления зимой и низкого давления летом. Это усложняет систему атмосферной циркуляции, а значит, и распределение климатических условий на Земле.

Положение места относительно береговой линии существенно влияет на режим температуры, влажности, облачности, осадков, определяя степень континентальности климата.

8.6. Континентальность климата, индексы континентальности

Континентальность климата – совокупность характерных особенностей климата, определяемых воздействиями материка на процессы климатообразования.

В климате над морем (морской климат) наблюдаются малые годовые амплитуды температуры воздуха по сравнению с континентальным климатом над сушей с большими годовыми амплитудами температуры.

Годовой ход температуры воздуха на широте 62° с.ш. в Торсхавне (Фарерские острова) и Якутске отражает географическое положение этих пунктов: в первом случае – у западных берегов Европы, во втором – в восточной части Азии. Средняя годовая амплитуда в Торсхавне 8°, в Якутске 62°C (рис. 8.2). На континенте Евразия наблюдается возрастание годовой амплитуды в направлении с запада на восток.

Величина годовой амплитуды температуры воздуха зависит от географической широты. В низких широтах годовые амплитуды температуры меньше по сравнению с высокими широтами. Это положение приводит к необходимости исключения влияния широты на годовую амплитуду. Для этого предложе-

ны различные показатели континентальности климата, представленные функцией годовой амплитуды температуры и широты места.

Формула Л. Горчинского

$$K_{Гр} = \frac{1,7 A_{лок}}{\sin \varphi} - 20,4, \quad (8.1)$$

где A – годовая амплитуда температуры.

Средняя континентальность над океаном равна нулю, а для Верхоянска равна 100.

Индекс континентальности С.П.Хромова определяется в зависимости от широты "чисто океанической амплитуды", т.е. амплитуда, обусловленная океаном свободным от материковых влияний. В случае чисто океанической амплитуды ($A_{ок}$) принимается выражение $A_{ок} = 5,4 \sin \varphi$,

$$K = \frac{A_{лок} - 5,4 \sin \varphi}{A_{лок}} \cdot 100\%, \quad (8.2)$$

где $A_{лок}$ – годовая амплитуда данного места.

Индекс континентальности показывает долю годовой амплитуды температуры воздуха в данном месте за счет суши на земном шаре.

8.7. Аридность климата, индексы увлажнения

Географическая зональность растительности хорошо увязывается с климатом. Метеорологические показатели (температура воздуха, осадки) определяют развитие органической жизни. Районирование растительности на земном шаре в связи с климатом выполнено в ботанической классификации.

По В.Кеппену, климат является аридным (сухим), если годовое количество осадков (см) меньше R , при условии:

$$R = 2t \text{ (зимние осадки)},$$

$R = 2t + 14$ (равномерно в течение года),

$R = 2t + 28$ (летние осадки).

Количество выпадающих осадков не является надежным критерием условий увлажнения почвы.

Суммы осадков Прикаспийской низменности и тундры одинаковые. В первом случае недостаток увлажнения, а во втором создается избыточное увлажнение и заболачивание. Для оценки увлажнения необходимо учитывать не только выпадающие осадки, но и испарение.

Условия увлажнения характеризуются отношением суммы осадков r к испаряемости E за тот же период. Такое отношение $K = r/E$ называют коэффициентом увлажнения. Коэффициент K показывает, в какой доле выпадающие осадки могут возместить потерю влаги. Запас влаги увеличивается (избыточное увлажнение), если осадки больше испаряемости. Почва теряет влагу (увлажнение недостаточное), если осадки меньше испаряемости.

По И.Н.Иванову, при коэффициенте $K > 100\%$ – постоянно влажный климат, при $25 < K < 100\%$ во все месяцы – постоянно умеренно влажный климат, $K < 25\%$ – постоянно засушливый климат. Степень засушливости климата определяет тип растительности.

На годовую испаряемость в данной местности должно затрачиваться количество тепла, равное годовому радиационному балансу избыточно увлажненной подстилающей поверхности.

Радиационный индекс сухости (М.И.Будыко)

$$K = R / Lr, \quad (8.3)$$

где R - годовой радиационный баланс; r - годовая сумма осадков; L - скрытая теплота парообразования. Индекс K показывает, какая доля радиационного баланса тратится на испарение осадков.

При $K < 0,45$ климат избыточно влажный, приход тепла к почве за счет радиационного баланса меньше, чем это необходимо для испарения выпавших осадков. При $0,45 < K < 1$ климат влажный, $1 < K < 3$ - недостаточно влажный, $K > 3$ - сухой.

8.8. Орография и климат

На климатические условия в горах влияет высота местности над уровнем моря, высота и направление горных хребтов, экспозиция склонов, направление преобладающих ветров, ширина долин, крутизна склонов.

Воздушные течения могут задерживаться и отклоняться хребтами. В узких проходах между хребтами скорость воздушных течений меняется. В горах возникают местные системы циркуляции – горно-долинные и ледниковые ветры.

Над склонами, по-разному экспонированными, создается различный режим температуры. Формы рельефа оказывают влияние на суточный ход температуры. Задерживая перенос масс холодного или теплого воздуха, горы создают резкие разделы в распределении температуры на больших географических пространствах.

В связи с перетеканием воздушных течений через хребты на наветренных склонах гор увеличиваются облачность и осадки. На подветренных склонах возникают фены с повышением температуры и уменьшением влажности. Над горами возникают волновые возмущения воздушных течений и особые формы облаков. Над нагретыми склонами гор также увеличивается конвекция и, сле-

довательно, облакообразование. Все это отражается в многолетнем режиме климата горных районов.

8.9. Океанические течения и климат

Океанические течения создают особенно резкие различия в температурном режиме поверхности моря и тем самым влияют на распределение температуры воздуха и на атмосферную циркуляцию. Устойчивость океанических течений приводит к тому, что их влияние на атмосферу имеет климатическое значение. Гребень изотерм на картах средней температуры наглядно показывает тепляющее влияние Гольфстрима на климат восточной части северной Атлантики и Западной Европы.

Холодные океанические течения также обнаруживаются на средних картах температуры воздуха соответствующими возмущениями в конфигурации изотерм – языками холода, направленными к низким широтам.

Над районами холодных течений увеличивается повторяемость туманов, в частности у Ньюфаундленда, где воздух может переходить с теплых вод Гольфстрима на холодные воды Лабрадорского течения. Над холодными водами в пассатной зоне ликвидируется конвекция и резко уменьшается облачность. Это, в свою очередь, является фактором, поддерживающим существование так называемых прибрежных пустынь.

8.10. Влияние снежного и растительного покрова на климат

Снежный (ледяной) покров уменьшает потерю тепла почвой и колебания ее температуры. Поверхность покрова отражает солнечную радиацию днем и охлаждается излучением ночью, поэтому она понижает температуру приземного слоя воздуха. Весной на таяние снежного покрова тратится большое коли-

чество тепла, которое берется из атмосферы: таким образом, температура воздуха над тающим снежным покровом остается близкой к нулю. Над снежным покровом наблюдаются инверсии температуры: зимой – связанные с радиационным выхолаживанием, весной – с таянием снега. Над постоянным снежным покровом полярных областей даже летом отмечаются инверсии или изотермии.

Таяние снежного покрова обогащает почву влагой и имеет большое значение для климатического режима теплого времени года. Большое альbedo снежного покрова приводит к усилению рассеянной радиации и увеличению суммарной радиации и освещенности.

Густой травяной покров уменьшает суточную амплитуду температуры почвы и снижает ее среднюю температуру. Следовательно, он уменьшает суточную амплитуду температуры воздуха. Более сложное влияние на климат имеет лес, который может увеличивать над собой количество осадков, вследствие шероховатости подстилающей поверхности.

Однако влияние растительного покрова имеет в основном микроклиматическое значение, распространяясь преимущественно на приземный слой воздуха и на небольших площадях.

8.11. Принципы классификации климатов

Для анализа закономерностей формирования климатов в рамках глобальной системы и решения практических задач необходимо знать распределение климатических величин по земному шару или району, а также климатического комплекса в целом.

В зависимости от задачи исследования существуют различные подходы к классификации климатов. Если это делается для целей анализа происхождения самого климата или для увязки с комплексом природных условий (ланд-

шафтно-географических зон), то такое разделение климатов называется **климатической классификацией**, а если для прикладных целей (обслуживание сельского хозяйства, строительства, транспорта) - **климатическим районированием**.

Классификации климатов и районирования многочисленны, и определяются различными задачами. Существуют классификации, увязывающие с климатом распространение растительности, почв, речной сети, рельефа в целом или изучающие закономерности формирования из локальных климатов глобальной климатической системы.

Современные классификации и районирования не ограничиваются разделением климатов, они также выявляют их систему, тем самым обращая внимание и на их сходство.

8.12. Генетическая классификация климатов Б.П.Алисова

В основу генетической классификации климатов положено деление земной поверхности на климатические зоны и области в соответствии с условиями общей циркуляции атмосферы, выражающимися в преобладании воздушных масс определенного географического типа, в течение года или в один из двух основных сезонов. Кроме сезонности условий циркуляции, в каждой зоне выделяются две разновидности: климат низин и климат высокогорий. Это дает основание на увязку циркуляционных границ с ландшафтными. В реальных условиях ситуация сложнее. Циркуляционные процессы определяют в низких широтах увлажнение, а термические условия мало различаются, и поэтому границы климатов по Алисову хорошо совпадают с ландшафтными зонами. В умеренных широтах увлажнение также определяется атмосферной циркуляцией. При определении климатических границ учтено удаление различных частей

материка от океана. Значительно сложнее ситуация с термическими границами в теплую половину года, которая во внетропической зоне сильно зависит от радиационных условий.

Формальные границы распространения воздушных масс в условиях их непрерывной термической трансформации не всегда соответствует ландшафтными границам.

Широтные зоны и типы климатов по Алисову, их особенности даны в таблице 8.1 и карте (рис. 8.3).

Широтные климатические пояса представляют четыре зоны, где преобладает какая-то одна воздушная масса (ЭВ, ТВ, УВ, АВ), и три зоны, где летом преобладают воздушные массы более низких, а зимой более высоких широт.

Б.П.Алисов выделяет семь главных климатических (циркуляционных) зон: экваториальная, две тропические, две умеренные, арктическая и антарктическая. Каждая зона характеризуется постоянным преобладанием воздушных масс географического типа, одноименного с зоной. Затем различаются промежуточные зоны: две зоны экваториальных муссонов с зимним преобладанием тропического и летним экваториального воздуха, две субтропические с зимним преобладанием полярного и летним тропического воздуха, субарктическая с зимним преобладанием арктического воздуха и летним – воздуха умеренных широт. Во внутритропической зоне погода мало меняется (климат ЭВ, климат ТВ) или меняется по сезонам (климат экваториальных муссонов, в котором изменяются от зимы к лету направление ветра и увлажнение). На континентах с увеличением широты возрастает годовой ход температуры воздуха.

Летом развивается муссон, связанный с субтропическими антициклонами противоположного полушария и западными ветрами, которые формируются у экватора (с западными ветрами связан перенос более $2/3$ всей влаги), воздух южного полушария вследствие термической неустойчивости летом дает обильные осадки. В этой зоне увлажнение в течение года относительно равномерное и тропические леса развиваются до пассатной зоны включительно.

Начиная с субтропической зоны климат существенно меняется.

Четыре зоны (с субэкваториальной, включая зону умеренных широт) подразделяются на четыре климата: континентальный, морской и два переходных в западной и восточных частях континентов. Климаты на западе и востоке материка сильно различаются, что создает совершенно различные ландшафты. В субэкваториальной полосе влажное лето и сухая зима, в тропической зоне круглый год с континента дует пассат (погода без дождя вследствие инверсии,

нисходящих потоков в подветренной части возвышенности). В бризовой полосе, сильно развитой, днем пассат перебивается бризом, несущим с холодного моря (у берегов проходят холодные течения) влажный, относительно холодный воздух, создающий ландшафт влажных прибрежных пустынь. В субтропической зоне летом, подверженной влиянию пассатных антициклонов, в это время сухо, зимой развивается циркуляция умеренных широт и циклоническая деятельность, несущие увлажнение. Здесь формируются и средиземноморские климаты. В районах, близких к горам, особенно с наветренной стороны, летом сухость ослабевает, а на северной границе зоны формируется вторичный максимум осадков.

В умеренных широтах западные районы подвержены влиянию ветров с океанов, создающих увлажнение в течение года. Восточные берега подвержены действию муссонов, определяющих различие температуры океана и суши.

В субтропической зоне потоки с океана приходят по западной периферии субтропического антициклона летом, создавая обильное увлажнение, зимой господствует ветер с материка.

В умеренные широты зимой поступает холодный ветер с материка в антициклоническом режиме, что создает холод и сухость. В это время по морям Дальнего Востока проходят циклоны, определяющие климаты Японии, Кореи, Сахалина, Камчатки (тепло и влажно).

В 1, 6, 7 зонах выделено по два типа климата. В экваториальной и субарктической зонах несущественны различия между континентальными и морскими климатами.

Вопросы к главе 8

1. Из каких компонентов состоит климатическая система?

2. Какие внешние и внутренние факторы могут влиять на изменение климатической системы?
3. Перечислите географические факторы климата.
4. Каково влияние географической широты на климат?
5. Как влияет на климат высота места над уровнем моря?
6. Как влияет на климат распределение на земном шаре суши и моря?
7. Каким образом влияет на климат растительный и снежный покровы?
8. В чем задача классификации климатов?
9. Какой главный принцип положен в основу классификации климатов Б.Н.Алисова?

Глава 9.

Мезо- и микроклимат

Критерии мезо,- микро,- и наноклимата –неоднородности подстилающей поверхности, горизонтальный и вертикальный масштабы возмущений. Распределение метеорологических величин при характерных типах погоды. Мезоклимат города (остров тепла, городская циркуляция, осадки, грозовая деятельность, туманы). Микроклиматы водоемов и прибрежных территорий. Мезоклимат растительности (луг, лес, поле). Влияние рельефа в формировании мезо- и микроклимата (экспозиция, наветренные и подветренные склоны, вершины, долины).

9.1. Мезоклимат. Климат большого города

Город представляет протяженную мезонеоднородность. Он создает свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях создаются микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений, водоемов.

Солнечная радиация в условиях больших промышленных городов оказывается пониженной вследствие уменьшения прозрачности из-за дыма и пыли. За счет увеличения мутности атмосферы в среднем может теряться до 20% солнечной радиации, особенно сильно ослабляется приход ультрафиолетовой радиации. Одновременно в городе к рассеянной радиации добавляется отраженная стенами и мостовыми.

На территории города вследствие загрязнения воздушного бассейна снижено эффективное излучение и ночное выхолаживание. Изменение радиационного баланса, дополнительное поступление тепла в атмосферу за счет сжи-

гания топлива и малый расход тепла на испарение приводят к более высоким температурам внутри города по сравнению с окрестностями.

Над городом существует «остров тепла». Интенсивность и размеры острова тепла изменяются во времени и пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий и местных особенностей города. Наиболее характерные закономерности изменения температуры воздуха при переходе от сельской местности к центральной части города (рис. 9.1). На границе город – сельская местность возникает значительный горизонтальный градиент температур, который может достигать $4^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Большая часть города представляет собой «плато» теплого воздуха с небольшим повышением температуры по направлению к центру города. Термическая однородность этого плато нарушается влиянием парков и озер (области холода) и плотной застройкой промышленных и административных зданий (области тепла). В центральной части больших городов располагается «пик» острова тепла, где температура воздуха максимальна.

Представление о разности температур между городом и пригородом в различных физико-географических районах дают кривые годового хода этих разностей. Для Москвы и Ленинграда разность температур город–пригород в среднем за год составляет около 1°C – температура в городе выше. В южных городах (Ашхабад и Харьков) в летние месяцы температура ниже, чем в пригороде. Это в первую очередь связано с озеленением городов, днем прохладнее, а в ночное время теплее, чем в пригородной зоне (рис. 9.2).

По данным различных авторов, тепловое влияние городов четко проявляется в пределах 100 – 500-метрового слоя. Одновременно с этим в климате города обнаруживается много общих признаков иногда и до высоты 1 км.

Большая шероховатость подстилающей поверхности и остров тепла обуславливают особенности ветрового режима в условиях города. При слабых ветрах (1–3 м/с) может возникнуть городская циркуляция. У поверхности Земли течения направлены к центру, где располагается остров тепла, а наверху наблюдается отток воздуха к окраинам города (рис. 9.3).

В городе различия в нагреве освещенных и затененных частей улиц и дворов определяют местную циркуляцию воздуха. Восходящие движения формируются над поверхностью освещенных стен, а нисходящие – над затененными стенами. Наличие в городах водоемов способствует развитию дневной местной циркуляции от водоема к городским участкам, а ночью наоборот.

Ветровой режим крупных городов характеризуется снижением скорости ветра в городе по сравнению с пригородом. В некоторых случаях в городе возможно усиление скорости ветра: при направлениях ветра, совпадающих с направлением улицы, ограниченной многоэтажными зданиями.

Влажность воздуха в крупных городах ниже, чем в окрестностях, что связано с повышением температуры и общим понижением влаги в атмосфере над городом вследствие уменьшения испарения. Различия в абсолютной влажности могут достигать 2,0–2,5 гПа и относительной влажности 11–20 %.

Контрасты влажности город – окрестности в годовом ходе имеют максимальные значения в летний период, а в суточном ходе – в вечерние часы. Ранним вечером воздух в сельской местности охлаждается быстрее, и стратификация делается более устойчивой по сравнению с условиями в городской застройке. В нижних слоях воздуха происходит увеличение влаги, поскольку испарение у Земли превосходит отток влаги в верхние слои из-за ослабленного турбулентного обмена. В течение последующей ночи выпадающая роса умень-

шает влажность у поверхности Земли. В городах, наоборот, сочетания слабого образования росы, наличия антропогенных источников водяного пара и областей застойного воздуха обеспечивают большую влажность в городских застройках. Днем развитая термическая неустойчивость обеспечивает обмен влагой между нижними и верхними слоями воздуха, и различие между городом и его окрестностями сглаживается.

В широтных зонах, где зимой поверхность Земли покрывается снегом или замерзает, воздух в большом городе может быть более влажным и днем, за счет антропогенных источников, обеспечивающих значительное поступление водяного пара в атмосферу. При рассмотрении влияния города на осадки необходимо отдельно рассматривать твердые и жидкие осадки, поскольку влияние города на каждый из названных видов будет различным. В зимний период года различия в суммах осадков обычно незначительны. В летнее время наибольшие суммы осадков выпадают над городом, но не в центральной его части, а на окраинах. Если влажность воздуха достаточно высокая, то повышенная конвективная неустойчивость и загрязненность воздуха над городом способствуют образованию облачности.

Имеющиеся различия в температурно-влажностном режиме город–пригород проявляются и в распределении атмосферных явлений. Туманов в городе в связи с повышением температуры и понижением относительной влажности может быть меньше, чем за городом.

Исследования грозовой деятельности в различных районах показали, что средняя суммарная продолжительность всех гроз за год в городе в 1,5 – 2,5 раза меньше, чем в его окрестностях.

9.2. Микроклимат как явление приземного слоя атмосферы

Местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся на небольших расстояниях, называют **микроклиматом**.

Поверхность, воспринимающую и отдающую энергию, являющуюся источником температурных колебаний прилегающих слоев воздуха и почвы, А.И. Воейков назвал *внешней деятельной*. Процессы поглощения и излучения радиации, испарения и теплообмена происходят не только на поверхности, но всегда охватывают слой различной толщины. Выделяют также деятельный слой земной поверхности, в котором практически полностью усваивается вся поглощенная радиация.

В географическом районе с одним и тем же типом климата могут наблюдаться различные варианты микроклимата: леса, поляны, холмов, долин, озер, болот, города.

Наряду с понятием «микроклимат» существует понятие «**мезоклимат**» как промежуточное звено между **макроклиматом** и микроклиматом.

Б.Н.Романовой были предложены критерии разделения мезо- и микроклимата, представлены в таблице 9.1.

Мезоклиматические особенности формируются под действием как макромасштабных, так и мезомасштабных неоднородностей достаточно большой площади. К макромасштабным неоднородностям относятся горный рельеф, океаны, моря, а мезомасштабные характеризуют холмистый рельеф, реки, озера, пестроту почвенно-растительного покрова, большие города. Существующие в природе микронеоднородности подстилающей поверхности (бугры, кочки,

борозды) также влияют на метеорологический режим самого нижнего припочвенного слоя воздуха и верхних слоев почвы. Такие вариации метеорежима предложено именовать *наноклиматическими*. Различия эти могут быть существенными, и их необходимо принимать во внимание при исследовании роста и развития растительности, животного мира.

Т а б л и ц а 9.1

**Критерии распределения мезо-, микро- и наноклимата
(по Б.И.Романовой)**

Неоднородности подстилающей поверхности		Масштаб возмущений	
Тип	характеристика	горизонтальный	вертикальный
<i>Мезоклимат</i>			
Горный рельеф	Система гор	} ≤ 100 км	} ≤ 1000 м
Холмистый рельеф	Массивы площадью ≥ 100 км ²		
Реки	Ширина > 1 км		
Озера, моря, океаны	Площадь зеркала 50-100 км ²		
Почвенно-растительный покров	Массивы площадью ≥ 100 км ²		
Большой город	Районы города		
<i>Микроклимат</i>			
Горный рельеф	Отдельные участки	} ≤ 10 км	} 100–200 м
Холмистый рельеф	Отдельно стоящие холмы или группа холмов		
Реки	Ширина < 1 км		
Озера, пруды	Площадь зеркала < 50 км ²		
Почвенно-растительный покров	Массивы площадью < 100 км ²		
Город, поселок	Элементы застройки, отдельные здания, улицы		
<i>Наноклимат</i>			
Микровозвышения и микропонижения (бугры, кочки, гребни, борозды, западины)	Отдельные неровности с перепадом высот, измеряемым единицами и десятками сантиметров	} 1-3 м	} ≤ 0,5 м

Выполненные разработки показали, что изменения климатических характеристик при наличии микроклиматической неоднородности на близких расстояниях могут быть сильнее, чем при переходе из одной климатической зоны в другую.

9.3. Микроклиматы водоемов и прибрежных территорий

Вследствие различий в соотношении между составляющими радиационного и теплового балансов водной поверхности и суши создается местная циркуляция (бризы), наиболее четко выраженная в теплое время года в прибрежной полосе, размеры которой зависят от площади водоемов и контрастов в температуре поверхности суши и водоема, а также от строения окружающей территории. Днем над нагретой сушей конвективные потоки поднимаются вверх, а на смену им с водоемов в нижнем слое приходит более холодный воздух, возникает дневная ветвь бризовой циркуляции. Ночью, когда суша становится холоднее водных масс, возникает обратная циркуляция. Бризы помимо морских побережий наблюдаются на больших и малых водоемах и на больших реках (например, на Волге). Чем меньше водоем, тем меньше скорости бриза, его горизонтальная и вертикальная мощность. Особенности орографии прибрежных территорий влияют на проникновение бриза в глубь суши. Наиболее благоприятные условия создаются для его распространения на плоских побережьях, где он проникает на десятки километров. При нахождении вблизи береговой линии горных препятствий проникновение бризов в глубь территории ограничено.

Скорости ветра при бризовой циркуляции могут быть различные, от 1–2 до 7 м/с и более в случае хорошо развитого бриза. Влияние водоемов на ско-

рость ветра на побережьях прослеживается и при отсутствии бризовой циркуляции. Скорость ветра над водоемами всегда больше, чем над прилегающими участками суши, вследствие их малой шероховатости. Различия в шероховатости воды и суши приводят к тому, что воздушные потоки, встречая меньшее сопротивление движению над водой при ветре, дующем под углом к суше, имеют тенденцию обтекать береговую линию со стороны моря. Встречая на пути мысы, особенно гористые, ветер частично обтекает, а частично переваливает через них и резко усиливается, поэтому на мысах нередко можно наблюдать скорости ветра большие, чем над открытым морем.

Существенное влияние на температурный режим оказывают и менее значительные по своим размерам водоемы: озера, водохранилища, реки. Так, например, в низовьях Волги при ветрах с реки дневные температуры понижаются на 1–2°C и приблизительно на столько же повышается ночная температура.

При исследовании изменений микроклиматических характеристик побережья под воздействием водоема необходимо учитывать изменчивость направления ветра внутри выбранного интервала времени. При направлении ветра с водоема он оказывает наибольшее влияние на микроклиматические характеристики. В случае противоположного направления ветра водоем оказывается под влиянием суши. Водоемы оказывают большое влияние на продолжительность безморозного периода. В долинах больших рек, на берегах озер, водоемов длительность безморозного периода увеличивается на 10–20 дней (табл. 9.2). В тех случаях, когда расположение водоемов в понижениях сочетается с влиянием вогнутых форм рельефа, влияние водоема на термический режим оказывается более значительным. Например, осенью в ночные часы над озерами, располо-

женными в котловинах и долинах рек, стекание воздушных масс способствует образованию туманов испарения.

Т а б л и ц а 9.2

**Время начала и конца заморозков
в различных условиях рельефа**

Местоположение	Изменение средних дат заморозков (дни) по сравнению с ровным открытым местом		Длительность безморозного периода, дни
	Весна	Осень	
Вершины и верх- ние части склонов	+10	+10	+20
Долины глубиной от 50 до 100 м	-5	-10	-15
Котловины и Низины	-11	-14	-25

Примечание: знак «плюс» означает увеличение длительности безморозного периода, знак «минус» – уменьшение его длительности.

В прибрежных районах морей и водоемов наблюдаются значительные контрасты в распределении всех метеорологических величин. Они имеют суточный ход и сильно зависят от изменчивости скорости и направления ветра в районах с хорошо развитой бризовой циркуляцией

9.4. Влияние рельефа на микроклимат

Неровности поверхности с разностями высот порядка сотен или десятков метров влияют на мезо- и микроклимат в основном также, как и крупномасштабный рельеф на общие условия климата.

Основная роль в микроклимате пересеченной местности принадлежит экспозиции, т.е. ориентации склонов относительно стран света, а также форм рельефа. Неравномерное распределение солнечной радиации по склонам разной крутизны и ориентации является одной из основных причин возникнове-

ния термических различий подстилающей поверхности в условиях изрезанного рельефа.

Наиболее высокие температуры почвы, как показывают наблюдения, отмечаются на юго-западных склонах. Различия в нагревании почвы на склонах различной экспозиции сказываются и на распределении температуры воздуха, что может отразиться на характере растительности.

Разность температур на южных и северных склонах холмов в ясную погоду днем может достигать у земной поверхности несколько градусов, но на высоте 2 м она обычно составляет всего несколько десятых долей градуса. В пасмурную погоду, естественно, различия в температуре на склонах сглаживаются.

Увеличение колебаний температуры в вогнутых формах рельефа и ее уменьшение на вершинах холмов четко проявляются не только в условиях макрорельефа, но и микрорельефа. Особенно велики различия в минимальных температурах. Разности абсолютных минимумов могут достигать 15°C на высоте метеорологической будки. Это объясняется стоком холодного воздуха по склону местности и ослабленным обменом воздуха в низинах. Влияние рельефа, наиболее четко проявляющееся в распределении минимальных температур, сказывается и на длительности безморозного периода. В таблице 9.2 приведены данные об изменении средних дат заморозков в зависимости от рельефа.

Интенсивность заморозков также находится в сильной зависимости от формы рельефа. Это влияние проявляется даже при самых малых разностях высот. Разницы температур почвы и прилегающих слоев воздуха на грядках и между грядками могут достигать нескольких градусов.

В горных районах вследствие термической неоднородности вдоль склона и разности температур в приземном слое над склоном и в свободной атмосфере на той же высоте возникают местные циркуляции.

Воздействие холмистого рельефа на ветер наиболее отчетливо прослеживается при антициклонических условиях погоды и небольших скоростях основного потока. Ночью в холмистом рельефе с вершины и склонов воздух стекает вниз под влиянием силы тяжести и получает еще дополнительное ускорение за счет горизонтальной термической неоднородности склон – атмосфера. На смену стекающему охлажденному воздуху из атмосферы поступает более теплый воздух. Прямым следствием такого процесса является возникновение или усиление термической неоднородности вдоль склона: температура убывает от вершины и верхних частей склона вниз. По мере уменьшения крутизны склона условия для стока охлаждающегося воздуха ухудшаются, а у подножия склона и особенно в бессточных отрицательных формах рельефа, где стока уже нет, происходит скопление холодного воздуха. Таким образом, в условиях микрорельефа может создаваться местная циркуляция по типу горно-долинной.

Анализ материалов наблюдений показал, что при отсутствии склоновых ветров разности температуры вдоль склона малы и редко превышают $0,5^{\circ}\text{C}$, при наличии склоновых ветров эти различия возрастают в среднем до $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$, а в отдельных случаях до $8\text{--}12^{\circ}\text{C}$.

На количество осадков и их перераспределение оказывают влияние расчлененность рельефа, экспозиция склонов относительно влагонесущего потока, высота возвышенностей, их горизонтальная протяженность. При большой горизонтальной протяженности возвышенностей (сотни километров) на увеличение осадков основное влияние оказывает высота над уровнем моря. На возвы-

шенностях с небольшой горизонтальной протяженностью увеличение количества осадков обусловлено ростом турбулентности, связанной со значительной изрезанностью рельефа. При малых горизонтальных размерах возвышенностей начинает влиять перераспределение осадков ветром, что может привести к увеличению осадков на подветренных склонах.

В теплое время года в нижних частях вогнутых форм рельефа приход воды увеличивается по сравнению с вершинами и верхними частями склонов за счет воды, поступающей с вышележащих участков, что является одной из причин различий во влагозапасах почвы на пересеченной местности.

Явления, сходные с перераспределением осадков в зависимости от ветра, возникают и в результате переносов снежного покрова метелями и поземками. Зимой в пониженных формах рельефа, как правило, происходит скопление снега за счет сдувания его с возвышенных мест. Высота снежного покрова значительно больше на подветренных склонах. Весной снег раньше всего сходит на вершинах и южных склонах холмов, где увеличен приток солнечной радиации. Характер схода снега и оттаивания почвы на склонах различной экспозиции обуславливает неодинаковое поглощение почвой талых вод. На северном склоне, где почва обычно оттаивает раньше, чем сходит снег, ею поглощается больше талых вод, чем на южном склоне, где снег сходит раньше, чем оттаивает почва.

Вопросы к главе 9

1. Что понимается под микроклиматом?
2. Какими факторами определяются микроклиматические различия?
3. Почему можно говорить о микроклимате, как о явлении приземного слоя воздуха?

4. В чем заключаются особенности микроклимата пересеченной местности?
5. Какие факторы формируют микроклимат пересеченной местности?
6. В чем заключаются особенности микроклимата леса?
7. Каковы особенности микроклимата города?
8. Что такое «остров тепла»?

Глава 10.

Изменения и колебания климата

Причины изменений климата. Колебания климата послеледниковой эпохи (голоцена). Вековой ход глобальной температуры воздуха. Роль газов, создающих парниковый эффект. Последствия воздействия человечества на природу.

10.1. Непостоянство климата, возможные причины его колебаний

На протяжении геологической истории Земли (4,65 млрд лет) вместе с земной природой менялись состав атмосферы, ее масса и климат. За этот период времени многократно изменялись очертания материков, конфигурация и высота горных систем, площадь суши и океана, происходили изменения светимости Солнца, колебания эксцентриситета земной орбиты и наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики, а также замедление скорости вращения Земли. Следовательно, происходили изменения теплооборота, влагооборота и атмосферной циркуляции.

Временные масштабы возможных причин климатических изменений необычайно широки. Так, изменение светимости Солнца за пределами 1% солнечной постоянной может происходить за 10^9 лет. Вариации орбитальных параметров, прецессии равноденствия и изменения наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты составляют соответственно 92, 21 и 40 тыс. лет. Временные масштабы движений земной коры равны 10^5 – 10^9 лет. Образование стратосферного аэрозоля вследствие вулканических извержений может приводить к климатическим изменениям в самых широких пределах – от 10 до 10^8 лет. С другой стороны, внутренняя изменчивость климатической системы определяет

ся различными механизмами прямых и обратных связей между составляющими системы: атмосферой, океаном, криосферой, поверхностью суши и биосферой, которые могут действовать во временных масштабах от 10 до 10^2 лет. Таким образом, изменения климата могли происходить в любых геологических эпохах.

10.2. Климат голоцена. Изменение климата за последнее тысячелетие

Нижней границей голоцена принято считать рубеж 10 тыс. лет назад. Повышение температуры, таяние ледников и разрушение ледниковых покровов началось 14 тыс. лет назад. Это потепление климата имело глобальный характер. Оно сопровождалось деградацией вюрмских ледниковых покровов Европы и Северной Америки, но этот процесс не был монотонным. На его фоне происходили колебания температуры, частые наступания ледников, изменения уровня Мирового океана, высоты снеговой линии в горах, площади долинных ледников, распространения растительности. Исчезновение Скандинавского ледникового покрова произошло около 9 тыс. лет назад, а Северо-Американского – 7 тыс. лет до н.э. Периодизация голоцена основана на палеоботанических признаках. Голоцен делится на пять климатических периодов:

- 1) *арктический и субарктический* – конец оледенения и начало послеледниковья;
- 2) *бореальный* – прохладный и сухой;
- 3) *атлантический* – теплый и влажный;
- 4) *суббореальный* – теплый и сухой (ксеротермический);
- 5) *субатлантический* – прохладный и влажный.

В первый период (9–8 тыс. лет до н.э.) в связи с начавшимся потеплением произошло не только исчезновение покровных ледников в Северной Америке и Европе, но и заметное сокращение площади тундры в Европе. Сюда вновь начали распространяться березово-сосновые и таежные леса.

В бореальном периоде таежные леса продолжали оттеснять тундру к северу. За ними следовали широколиственные леса, которые заняли Южную и отчасти Среднюю Европу. Затем, около 6 тыс. лет назад, начался так называемый **климатический оптимум**, который отождествляют с атлантическим периодом. В атлантическое время климат был теплее современного. Половину Исландии во время климатического оптимума занимали березовые леса, тогда как сейчас они занимают 1% территории в закрытых от арктических вторжений местах. В Европе растительность была богаче и содержала больше, чем сейчас, теплолюбивых видов; здесь растительные зоны продвинулись на север. Зона умеренных лесов продвинулась на север примерно на 5° широты. Среднегодовая температура в Европе была на 2–3° выше. В Европейской части России все лесные зоны продвинулись на север на 300–400 км, а темнохвойные леса вышли на берега Баренцева моря. В Азии тайга достигала района мыса Челюскина.

В тропической области климатический оптимум голоцена проявился увеличением влажности воздуха, общего увлажнения и небольшим повышением температуры. Сахара в то время была саванной; уровень озера Чад превышал современный на 40 м.

Многочисленные признаки из других мест северного и южного полушарий показывают, что во время голоценового оптимума теплый и влажный климат господствовал на всем земном шаре. Затем последовал суббореальный пе-

риод, который продолжался около 2 тыс. лет (от 2500 г. до 500 г. до н.э.) и отличался похолоданием. Поэтому в этом периоде отмечается некоторое смещение всех ландшафтных зон к экватору, наступание горных ледников на Аляске, Шпицбергене, Исландии, в Альпах, усиление деловитости в высоких широтах, а в аридных областях – засушливости.

Около 500 лет до н.э. начался субатлантический период – прохладный и влажный, который продолжается по настоящее время. В этот период произошло ухудшение климата, он стал более прохладным, количество осадков увеличилось, например в Англии и Швеции в 1,5 раза. Началось развитие торфяных болот, наступление тундры на лес и леса на степь. Климат постепенно трансформировался в современный, отличающийся большой океаничностью.

В первые столетия нашей эры увлажнение и температура были близки к современным. Однако приблизительно в IV–V вв. н.э. произошли изменение условий и до VIII в. в Европе климат был сухой и теплый. В это время началось сокращение торфяников и понижение уровня озер.

Период раннего Средневековья (от VIII в. до XIV в.) называется эпохой викингов. В это время климат стал более мягким и теплым, произошло резкое уменьшение ледовитости северных морей. В период между 750 г. и 1200 г. викинги открыли и заселили Исландию и Гренландию, достигли Ньюфаундленда, беспрепятственно плавали до Шпицбергена, торговали и совершали набеги в устье Северной Двины.

В Западной Европе период между 750 г. и 1200 г. также отличался теплым климатом и некоторым уменьшением влажности. В XII–XIII вв. на Балтийском побережье и в Англии выращивали виноград, что на 4–5° широты севернее, чем в настоящее время.

Период VIII–XIII вв. в Северной Америке также отличался весьма благоприятным теплым климатом – в районе Великих Озер появилось много поселений, жители которых занимались земледелием.

В XIII–XIV вв. началось новое похолодание климата, постепенно увеличилась ледовитость северных морей, морские пути в Гренландию стали непроходимыми для утлых судов викингов. Ледники Гренландии начали наступать и уничтожать их поселения. В XIII–XIV вв. увеличилась и внутрисезонная изменчивость климата. Наметился переход к так называемому **малому ледниковому периоду**, который, по мнению одних, продолжался с XIV до середины XIX в., а, по мнению других, с XVII в. до середины XIX в. Характерная черта малого ледникового периода – поведение горных ледников. В XVI в. стало заметным наступление альпийских ледников, в конце XVI в. и в XVII в. достигло максимума. Около 1700 г. отмечалось некоторое отступление альпийских ледников, но именно в это время развивались ледники в Исландии и Норвегии, а в Швеции максимум пришелся на 1710 г. Затем значительные наступания ледников около 1720 г. были отмечены в Альпах, Скандинавии, США и на Аляске. На Аляске ледники начали расширяться и спускаться с гор в долины еще в XIV в. Затем после некоторой стабилизации во второй половине XVI в. ледники Аляски продолжали наступать. В Северной Европе, Исландии и на Аляске особенно мощным было наступление в 1740–1750 гг. В течение 1760–1790 гг. продолжалось наступление альпийских ледников, максимум их распространения был достигнут в 1820 г., он был сходен с максимумом 1600 г. Новый глобальный максимум горного оледенения в Альпах, Исландии, Норвегии, Северной Америке, Британской Колумбии и Патагонских Андах Южной Америки был отмечен в 1850 г. Наступание 1850–1860 гг. было последним глобальным на-

ступанием горных ледников и оно знаменовало конец малого ледникового периода. Нужно заметить, что изменения климата как во время малого климатического оптимума, так и во время малого ледникового периода в разных районах Земли происходили несинхронно. Точные их причины неизвестны. Существует предположение, что малый ледниковый период связан с увеличением вулканических извержений, а также с уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере.

10.3. Изменение климата в период инструментальных наблюдений

Колебания климата в последней четверти XIX и в XX в. можно определить на основе обработки прямых метеорологических измерений. В настоящее время имеются многочисленные свидетельства того, что потепление, последовавшее за малым ледниковым периодом, продолжалось в конце XIX – первой половине XX в. Это не только отступление горных ледников в Европе, Северной Америке и Азии, но и обработанные ряды метеорологических измерений за 100 лет. С конца XIX в. по 1940 г. происходило потепление на всем северном полушарии, величина которого составило не менее $0,6^\circ\text{C}$, затем началось новое потепление, продолжающееся и в настоящее время.

На рис. 10.1 представлены ход изменения аномалий глобальной средней годовой приземной температуры воздуха и сглаженная кривая, полученная 10-летним скользящим осреднением. Наблюдается рост средней глобальной температуры земного шара с конца XIX столетия до 40-х годов XX в. Последующее похолодание 50–60-х годов менее заметно. Это скорее колебание около некоторого значения температуры. Новый рост температуры начался со второй половины 70-х годов. За период инструментальных наблюдений средняя глобальная температура земного шара увеличилась на $0,5^\circ\text{C}$. Если действительно

происходит потепление, то изменения глобальной температуры должны сказываться на состоянии океана. При потеплении вода в океане расширяется, а следовательно, повышается его уровень. Кроме того, возможные изменения в распределении осадков над сушей могут воздействовать на поверхностный сток рек и ледников в океаны.

Данные наблюдений за изменением уровня моря, полученные с начала века, действительно показывают, что уровень Мирового океана повышается. Средняя скорость повышения уровня Мирового океана 4–5 см за 100 лет. Таким образом, последние 100 лет можно назвать периодом потепления климата. Изучение причин современного потепления показало следующее: ход средней годовой температуры северного полушария с удовлетворительной точностью можно объяснить колебаниями фактической прозрачности атмосферы и парникового эффекта из-за изменения концентрации CO_2 в атмосфере.

10.4. Непреднамеренные воздействия человека на климат

Воздействие человека на климат проявляется в процессе динамического развития производственной деятельности. Изменения в природной среде (вырубка лесов, распашка земель, мелиорация) приводят к уменьшениям радиационного, влажностного, ветрового режима. В конечном итоге атмосферная циркуляция распространяет эти изменения и за пределы района, где производится воздействие.

Преобразования в окружающей природе (насаждение и вырубка лесов, осушение болот, создание водоемов, городская застройка) обуславливают изменения микроклимата и климата. Леса существенно меняют ветровой режим, распределение снежного покрова и промерзание почвы, увеличивают количество осадков, радиационный баланс и испарение. Внутри древесных насаждений

складывается режим, улучшающий климатические условия произрастания растительности в засушливых областях.

В городах зеленые насаждения уменьшают интенсивность солнечной радиации у Земли, повышают влажность, уменьшают дневные и вечерние температуры, уменьшают запыленность воздуха. Вырубка лесов на склонах возвышенностей приводит к смыву почвы. При вырубке лесов меняется альbedo системы Земля–атмосфера на 1% глобальная температура понизится на 2°C. В настоящее время температура у земли за счет вырубленных лесов понизилась на 0,6°C.

Известно, что удвоение концентрации CO₂ в атмосфере повышает температуру воздуха на 3°C. Количество CO₂, которое может выделиться при разложении древесины повысит температуру на 0,7°C, что компенсирует понижение температуры, обусловленное ростом альbedo.

10.5. Современные представления о причинах изменения климата Земли

Интенсификация человеческой деятельности, в первую очередь сжигание ископаемого топлива и изменения в землепользовании, изменяют концентрации газов и аэрозолей, составляющих атмосферу, которые поглощают или рассеивают радиационную энергию. Повышение концентрации парниковых газов и аэрозолей обычно рассматриваются как главные вкладчики в климатические изменения.

Еще в конце XIX века была указана возможность потепления климата из-за увеличений в атмосфере CO₂ в результате сжигания каменного угля и другого топлива. По расчетам того времени, при удвоении концентрации CO₂ глобальная температура атмосферы должна повыситься на 5°C. Тогда считали, что та-

кие изменения просто продлят сельскохозяйственный сезон в более высоких широтах и принесут пользу людям. Предполагали, что удвоение CO_2 может произойти только через 1000 лет, поэтому особого значения этому выводу не придавалось.

В середине 60-х гг. XX столетия глубоко и всесторонне разработал эту проблему М.И. Будыко. Он первым высказал предположение об антропогенном изменении климата, указал на связь потепления с выбросами углекислоты в атмосферу и на основании расчетов теплового баланса предсказал глобальное потепление. По его мнению, главной причиной увеличения концентрации углекислоты в атмосфере стал рост масштаба сжигания ископаемого топлива. Основываясь на своей модели, М.И. Будыко дал прогнозы изменения приземных температур на ближайшие десятилетия XXI века. Согласно прогнозу М.И. Будыко, сделанному в начале 70-х гг. XX века, предполагалось, что за 120 лет концентрация углекислого газа увеличится примерно в два раза, а температура воздуха должна повыситься почти на 2.5°C . В этом же прогнозе был сделан вывод о том, что повышение температуры обусловит сокращение площади морских полярных льдов, а значит, вызовет подъем уровня Мирового океана.

Содержание парниковых газов в течение XX века выросло более чем на 30%. В течение того же периода средняя температура на Земле существенно повысилась. По самым осторожным оценкам (IPCC) Межправительственной комиссии по изменению климата ООН повышение глобальной температуры составило около 0.6°C . Десять из десяти самых жарких лет имели место после 1990 года. Количество атмосферных осадков в XX веке увеличилось на 5-10% в большинстве районов, расположенных в средних и высоких широтах Северного полушария, при этом частота погодных явлений, сопровождающихся обиль-

ными осадками, к концу века возросла на 2-4%, хотя в некоторых регионах количество осадков сократилось (в Северной и Западной Африке и некоторых районах Средиземноморья). Наблюдаются изменения в режимах речных стоков, наводнения и засух.

Потепление климата сопровождается среднеглобальным повышением уровня моря в результате теплового расширения морской воды и подтаивания материкового льда. Происходит сокращение снежного покрова и распространности льда. В Северном полушарии сокращение снежного покрова составило около 10% по сравнению с концом 60-х годов, а годовая длительность ледостава на озерах и реках в средних и высоких широтах сократилась за столетие примерно на две недели. Существенный и все больший ущерб вызывают экстремальные погодные явления, связанные с климатом и превращающиеся в серьезную проблему.

Анализ воздействия различных факторов на радиационный баланс в пределах десятилетия и последнего столетия. При рассмотрении вековой изменчивости климата оказалось, что именно накопление парниковых газов в атмосфере определило произошедшее повышение среднеглобальной температуры на 0.6°C. Однако авторы подчеркивают, что объяснение нынешних и будущих изменений климата только антропогенным фактором покоится на весьма шатком фундаменте, хотя его роль со временем, безусловно, возрастает.

Потепление в Северном полушарии связывается в основном с естественными изменениями в режимах циркуляции атмосферы, этот факт не может служить доказательством отсутствия антропогенного воздействия на климат. Первое и второе потепление атмосферы в течение XX века, в первой половине XX в. (между 1910 и 1940 гг.) потепление происходило в основном из-за коле-

бания солнечной активности и в меньшей степени от антропогенных факторов - парниковых газов и тропосферного сульфат-аэрозоля. А потепление во второй половине XX века связывается, в основном, с антропогенным влиянием. Естественные вариации солнечной и вулканической активности признаются в качестве лишь второстепенных факторов.

Глобальный тепловой баланс Земли серьезно зависит от парникового эффекта, а региональные особенности климата определяются прежде всего колебаниями циркуляции вод океана в масштабах десятилетий. Океан играет важную роль в меридиональном переносе тепла к полюсам, меняя глобальный климат. Из анализа циркуляции воды в океане следует, что в нескольких критических зонах небольшие колебания плотности воды, обусловленные образованием или таянием льда, могут существенно влиять на движение воды и, соответственно, на перенос тепла и на климат. В частности, выяснилось, что критической для климата европейской части России оказывается глобальная циркуляция вод океана.

10.6. Современные изменения климата на территории Северного полушария

Проблема глобальных и региональных изменений окружающей среды и климата становится в настоящее время как никогда актуальной в связи с усиливающимся влиянием антропогенных факторов, в том числе с продолжающимся ростом концентрации углекислого газа, метана и других парниковых газов (ПГ) в атмосфере. Так, начиная с доиндустриального периода концентрация CO_2 в атмосфере выросла примерно с 280 млн^{-1} до 379 млн^{-1} в 2005 г. В XXI в. ожидается дальнейший рост антропогенных эмиссий ПГ. Парниковые газы усиливают внешнее радиационное воздействие на $2,4 \text{ Вт/м}^2$, что привело к повышению

средней температуры у земной поверхности за последние 100 лет на $0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Темпы роста температуры в последние десятилетия, начиная с 1976 г., в три-четыре раз превышают таковые за последнее столетие и достигают $0,3^{\circ}\text{C}/10$ лет. Девять из десяти самых теплых лет за всю историю метеорологических наблюдений имели место после 1990 г. Начиная с 1950 г. ночные минимальные температуры увеличивались примерно на $0,2^{\circ}\text{C}$ за десятилетие, в то время как рост дневных максимальных составил $0,1^{\circ}\text{C}$. Согласно спутниковым данным, с конца 1960-х годов произошло уменьшение площади снежного покрова на 10 %, площадь морского льда в Северном полушарии в весенний и летний периоды сократилась почти на 10-15 %, уровень Мирового океана в течение XX столетия повысился на 10-20 см. Важно отметить, что уровень атмосферных осадков в XX в. увеличился на 5-10 % в большинстве районов средних и высоких широт Северного полушария и т.п.

Особенностью нынешнего потепления климата является то, что оно охватывает все широтные зоны Земли, но скорость повышения температуры воздуха над сушей вдвое превышает аналогичный показатель над океаном. Предсказывается также дальнейшее глобальное потепление климата, что подтверждается также последним докладом Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), сделанным в Париже в феврале 2007 г., согласно которому глобальная температура приземного слоя воздуха к концу XXI в. может увеличиться на $2-4^{\circ}\text{C}$ при определенных сценариях эмиссии ПГ. Естественно, что на региональном уровне (в первую очередь в умеренных и высоких широтах) этот показатель может быть превзойден. Подобная нестабильность климатической системы представляет определенную угрозу, как окружающей природной среде, так и человечеству. Поэтому не случайно мировое

сообщество, правительства многих государств, исповедующих концепцию устойчивого развития, обеспокоены поиском путей предотвращения нежелательных климатических изменений в будущем (примером тому служит недавний Саммит восьми крупнейших индустриальных государств проведенный в Германии в июне 2007 г.). Несколько ранее (1997 г.) рядом развитых стран мира был принят Киотский протокол, направленный на ограничение выбросов ПГ в атмосферу, который по мнению ряда специалистов, не имеет достаточного научного обоснования. Кроме того, США, Индия и Китай не подписали его и, следовательно, не взяли на себя обязательств по снижению выбросов промышленных вредных веществ в окружающую среду. Таким образом, эффективность Киотского протокола поставлена под сомнение. Вместе с тем на 15 саммите АТЭС (Сидней, сентябрь 2007 г.) была принята декларация о сокращении на 25 % выбросов парниковых газов в атмосферу к 2030 г.

Однако, учитывая всю сложность климатической системы и все многообразие действующих между ее компонентами – атмосферой, океаном, сушей, криосферой и биосферой нелинейных связей, рассчитывать на скорое решение этой проблемы не приходится. Тем более, что, по мнению многих экспертов, в природе из-за хозяйственной деятельности человека уже нарушен баланс сил, биогеохимических циклов. Глобальное потепление – это следствие разрушения естественных экосистем, то есть механизма регуляции химического состава атмосферы и природных вод. В будущем ожидается обострение начавшихся негативных процессов, что может привести человечество к социально-экологической катастрофе, поскольку механизм биорегуляции окажется неэффективным. Изменения климата в XX столетии представляются самыми аномальными и экстремальными за последние, по меньшей мере, 3000 лет. Ими

описан физический механизм формирования тенденций глобальных климатических изменений, как отклик на композицию парникового и ротационного эффектов. При этом, рассмотрено возмущающее воздействие межгодовой неравномерности угловой скорости вращения Земли на барическое поле, атмосферную циркуляцию и радиационный баланс климатической системы.

Таким образом, проблема современного глобального потепления климата неразрывно связана с происходящими глобальными изменениями всей природной среды.

Вопросы к главе 10

1. Перечислите возможные причины изменений климата на протяжении существования Земли и охарактеризуйте временные масштабы действия этих причин?
2. Какие периоды можно выделить в изменениях климата в голоцене?
3. Что такое «климатический оптимум», когда он начался, чем характеризовался и когда закончился?
4. Как менялся климат в историческое время?
5. Какими климатическими условиями характеризовался малый климатический оптимум?
6. Какой период называется малым ледниковым периодом, какие существуют характерные признаки похолодания климата в это время?
7. Какие изменения климата наблюдались в период инструментальных наблюдений?
8. Каковы основные причины возможных антропогенных изменений климата?
9. Какие существуют оценки изменения средней глобальной температуры воздуха у поверхности Земли в связи с увеличением CO_2 и других радиационноак-

ТИВНЫХ ГАЗОВ И КАК ЭТИ ИЗМЕНЕНИЯ МОГУТ ПОВЛИЯТЬ НА УВЕЛИЧЕНИЕ УРОВНЯ ОКЕА-
НА?

Глава 11

Комплексная оценка природных ресурсов

В последние годы в связи с происходящим беспрецедентным глобальным потеплением климата усилился интерес к изменениям климатических условий и характеристик как на планете в целом, так и в его отдельных регионах. Важное значение приобретает также проблема оценки меняющихся климатических ресурсов.

11.1. Климатические ресурсы

Учитывая важное научное и практическое значение изучения современных климатических изменений, Всемирная метеорологическая организация (ВМО) в 1980 г. учредила Всемирную программу исследований климата (ВПИК), в рамках которой и по настоящее время проводятся исследования во многих странах мира, включая Россию. Пользуются известностью также Международная программа исследований геосферы и биосферы, Международная программа исследования роли человека в глобальном изменении окружающей среды и др.

В результате этой активной деятельности подготовлен и опубликован ряд важных обобщающих материалов, проведен ряд Международных научных форумов по проблемам изменений климата.

Так, в России сотрудниками ГГО им. А.И. Воейкова под руководством проф. Н.В. Кобышевой подготовлены и изданы фундаментальные монографии «Климат России» (2001 г.), «Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации» (2005 г.). В Беларуси под общей редакцией акад. В.Ф. Логи-

нова опубликована монография «Изменения климата Беларуси и их последствия» (2003 г.). Появились также климатические описания ряда субъектов РФ.

Учитывая важность проблемы, Росгидромет по инициативе А.И. Бедрицкого выпустил сборник материалов «Результаты исследований изменений климата для стратегии устойчивого развития Российской Федерации» (2005), в котором представлен комплексный анализ не только современных климатических изменений, но и стратегический прогноз изменений климата РФ на период до 2010-2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России.

Согласно определению Н.Ф. Реймерса (1990), к природным ресурсам относят «природные объекты и явления, используемые в настоящем, прошлом и будущем для прямого и непрямого потребления, способствующие созданию материальных богатств, воспроизводству трудовых ресурсов, поддержанию условий существования человечества и повышающие качество жизни».

Хорошо известна зависимость экономики от природных ресурсов и, в частности, от климатических.

В фундаментальной работе (Энциклопедия климатических ресурсов..., 2005) предложен ресурсный подход к изучению климата, что позволяет учитывать климатический фактор в различных областях социально-экономической деятельности. По мнению Н.В. Кобышевой, «климатическими ресурсами называются запасы вещества, энергии и информации в климатической системе (прежде всего атмосфере), которые используются или могут быть использованы для решения конкретной задачи в экономике или социальной сфере». При этом климатические ресурсы подразделяются на положительные и отрицательные. Так, ресурсы тепла, света, влаги, ветра и т.д. используются при выработке электроэнергии с помощью ветроэнергетических станций и гелиоустановок, в

сельскохозяйственном производстве и т.д. «Отрицательные ресурсы» климата возникают тогда, когда приходится защищаться от тех или иных особенностей климата: возводить ограждающие конструкции, отапливать помещения, устанавливать ветро-, снего – и солнцезащиту, учитывать в расчетах конструкции климатические нагрузки. Правильный учет климата позволяет сделать эту защиту более рациональной и экономичной, избежать лишних затрат, в связи с чем отрицательные ресурсы климата убывают (энциклопедия, 2005).

Климатические ресурсы обладают следующими свойствами (Хандожко, 2005): ограниченностью (изменчивостью климатических характеристик), ценой (денежной оценкой климатической продукции – информации) и реализацией, т.е. практическим результативным использованием в конкретной области экономики.

Климатические ресурсы делятся на группы по отраслевому признаку: агроклиматические ресурсы, энергоклиматические, ресурсы для строительства и др. Используется также и территориальный признак: региональные климатические ресурсы, местные, локальные, микроклиматические.

Климатические ресурсы входят в комплексную оценку природных ресурсов страны. Общим показателем климатических ресурсов является климатический потенциал.

11.2. Агроклиматические ресурсы

Совокупность метеорологических факторов, включая в первую очередь тепло и влагу, формирует агроклиматические ресурсы данной территории, определяющие условия производства и продуктивность сельскохозяйственных культур. Для вегетационного периода и его отдельных подпериодов наиболее часто рассчитываются и анализируются: 1) термические и световые ресурсы; 2)

ресурсы увлажнения, включая осадки и влажность почвы; 3) условия перезимовки культур; 4) неблагоприятные (опасные и особо опасные) явления; 5) оценки биоклиматической продуктивности (Справочник агронома, 1986; Исаев А.А., 2001).

Для оценки потребностей растений в тепле, как правило, используется сумма активных температур (сумма температур за период со среднесуточными температурами выше 10°C).

Специалистами в области агрометеорологии рассчитаны суммы активных температур для всех культурных растений. Кроме того, учитываются экстремумы температур в различные периоды вегетации, статистики безморозного периода и др.

Важным условием для развития растений является влага, которая поступает к ним в виде атмосферных осадков и содержится в почве.

В агрометеорологии для характеристики условий увлажнения среды принято использовать комплексные характеристики, которые учитывают не только осадки, но и испарение. Наиболее известным из них является гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова:

$$ГТК = \Sigma R / 0,1 \Sigma t^{>10^{\circ}}$$

где ΣR - сумма осадков, $\Sigma t^{>10^{\circ}}$ - сумма эффективных температур в период вегетации.

При ГТК $\leq 0,8$ возникает засуха, при ГТК $< 0,4$ – очень сильная засуха.

Индекс увлажнения $K_{ин}$, предложенный Д.Н. Шашко, определяется по формуле

$$K_{ин} = \Sigma R / \Sigma d$$

где ΣR - сумма осадков, Σd - сумма дефицитов упругости водяного пара, выраженная в гПа.

Показатель увлажнения Π_y по М.И. Будыко получен с учетом теплобалансовых измерений:

$$\Pi_y = \Sigma R / 0,18 \Sigma t^{\circ} C,$$

где ΣR и $\Sigma t^{\circ} C$ - соответственно сумма осадков и сумма активных температур за год.

Важное значение имеет понятие биоклиматической продуктивности растительного покрова, которая оценивается по формуле Д.И. Шашко

$$H_{\text{бкп}} = K_{\text{бп}} \frac{\Sigma t^{\circ}_{>10^{\circ}}}{1000^{\circ}},$$

где $K_{\text{бп}}$ – коэффициент биологической продуктивности растений, зависящий от показателя скорости испарения M_c , определяемый по формуле

$$M_c = E_c / \Sigma d,$$

где E_c – суммарное испарение, Σd - сумма дефицитов влажности воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник, 4-е изд.: перераб. и доп. – М.: Изд-во Москов. ун-та, 1994.

Переведенцев Ю.П. Климат, энергия и экология: Учебное пособие. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1996.

Переведенцев Ю.П. Глобальные изменения окружающей среды и климата: Учебное пособие.– Казань: Унипресс, 1998.

Абдрахманов Р.С., Переведенцев Ю.П. Возобновляемые источники энергии: Учебное пособие.– Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1992.

Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Безуглая Э.Ю. Мониторинг состояния загрязнения атмосферы в городах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Владимиров А.М., Ляхин М.Е., Матвеев Л.Т. и др Охрана окружающей среды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991.

Дроздов О.А. Засухи и динамика увлажнения. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984.

Кароль И.Л. Введение в динамику климата Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988.

Клименко В.В. и др. Энергия, природа и климат. – М.: Изд-во Москов. энерг. ин-та, 1997.

Кондратьев К.Я. Глобальный климат. – СПб.: Наука, 1992.

Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979.

Предстоящие изменения климата /Под ред. М.И.Будыко, М.С. МакКракена. – Л.: Гидрометеиздат, 1991.

Смит К. Основы прикладной метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.

Хргиан А.Х. Физика атмосферы. – М: Изд-во Москов. ун-та, 1986.

Хабутдинов Ю.Г., Шанталинский К.М. Метеорология и климатология. Учение об атмосфере. Казань: Издательство Казанского университета, 2000.

Переведенцев Ю.П., Хабутдинов Ю.Г., Николаев А.А. Гидрометеорологические основы охраны окружающей среды. - Казань: Издательство Казанского университета, 2004.

Переведенцев Ю.П., Хабутдинов Ю.Г., Шлычков А.П. Природно-климатические ресурсы и загрязнение атмосферы. - Казань: Издательство Казанского университета, 2008.

Оглавление

Предисловие

Глава 1. Основные понятия.

- 1.1. Метеорология и климатология.
- 1.2. Атмосфера, погода, климат.
- 1.3. Методы исследования применяемые в метеорологии.

Глава 2. Воздушная оболочка Земли (общие сведения).

- 2.1. Атмосферное давление.
- 2.2. Температура воздуха.
- 2.3 Состав сухого воздуха у поверхности Земли.
- 2.4. Водяной пар в атмосфере.
- 2.5. Углекислый газ в атмосфере.
- 2.6. Озон в атмосфере.
- 2.7. Газовые и аэрозольные примеси.
- 2.8. Ионы и электрическое поле атмосферы.
- 2.9. Изменение состава воздуха с высотой.
- 2.10. Уравнение состояния сухого воздуха.
- 2.11. Плотность воздуха.
- 2.12. Уравнение статики атмосферы.
- 2.13. Адиабатические изменения состояния воздуха в атмосфере.
- 2.14. Строение атмосферы.
- 2.15. Ветер, атмосферная турбулентность и турбулентный обмен.
- 2.16. Горизонтальная неоднородность тропосферы.

Глава 3. Радиационные процессы в атмосфере.

- 3.1. Виды радиации в атмосфере.
- 3.2. Тепловое и лучистое равновесие Земли.
- 3.3. Спектр солнечной радиации. Солнечная постоянная.
- 3.4. Прямая солнечная радиация.
- 3.5. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности.
- 3.6. Поглощение солнечной радиации в атмосфере.
- 3.7. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере.
- 3.8. Закон ослабления радиации, фактор мутности.
- 3.9. Годовой и суточный ход прямой, рассеянной и суммарной радиации.
- 3.10. Отражение солнечной радиации, поглощенная радиация, альbedo.
- 3.11. Излучение земной поверхности и атмосферы.
- 3.12. Радиационный баланс земной поверхности и системы Земля – атмосфера.

Глава 4. Тепловое состояние атмосферы и земной поверхности.

- 4.1. Причины изменений температуры воздуха.
- 4.2. Тепловой баланс земной поверхности.
- 4.3. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов.
- 4.4. Температурный режим почв.
- 4.5. Температурный режим водоемов.
- 4.6. Суточный ход температуры воздуха и его изменение с высотой.
- 4.7. Непериодические изменения температуры воздуха.

- 4.8. Межсуточная изменчивость температуры воздуха, заморозки.
- 4.9. Годовая амплитуда температуры воздуха и континентальность климата.
- 4.10. Среднее распределение температуры воздуха с высотой.
- 4.11. Стратификация атмосферы, ее роль в развитии вертикальных движений.
- 4.12. Инверсии температуры и их типы.

Глава 5. Вода в атмосфере.

- 5.1. Влагооборот, насыщение и испаряемость
- 5.2. Характеристики влажности воздуха.
- 5.3. Суточный и годовой ход влажности воздуха.
- 5.4. Конденсация и сублимация в атмосфере.
- 5.5. Ядра конденсации и замерзания.
- 5.6. Облака.
- 5.7. Суточный и годовой ход облачности.
- 5.8. Продолжительность солнечного сияния
- 5.9. Дымка, туман, мгла, смоги.
- 5.10. Условия образования и классификация туманов
- 5.11. Образование осадков и их виды.
- 5.12. Электричество облаков и осадков, гроза, молния, гром
- 5.13. Наземные гидрометеоры.
- 5.14. Характеристика режима осадков. Засухи.
- 5.16. Снежный покров, метель.

Глава 6. Барическое поле и воздушные движения.

- 6.1. Барическое поле, барические системы.
- 6.2. Горизонтальный барический градиент.
- 6.3. Изменения давления во времени.
- 6.4. Силы действующие в атмосфере. Геострофический ветер.
- 6.5. Термический ветер, изменение ветра с высотой.
- 6.6. Суточный и годовой ход ветра, барический закон ветра.
- 6.7. Масштабы атмосферных движений.
- 6.8. Общая циркуляция атмосферы.
- 6.9. Циркуляция внетропических широт.
- 6.10. Циркуляция в тропиках.
- 6.11. Местные ветры.
- 6.12. Прогноз погоды.

Глава 7. Метеорология загрязнения атмосферы.

- 7.1. Горизонтальный перенос и рассеивание примесей.
- 7.2. Высота слоя перемешивания.
- 7.3 Потенциал загрязнения атмосферы.
- 7.4 Влияние загрязнения на растительность и животный мир.
- 7.5 Влияние загрязнения на здоровье человека.
- 7.6. Распределение примеси в атмосфере

Глава 8. Основные факторы формирования климата.

- 8.1. Климатическая система, глобальный и локальный климат.
- 8.2. Теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция, как климатообразующие факторы.
- 8.3. Влияние географической широты на климат.

- 8.4. Изменение климата с высотой.
- 8.5. Влияние распределения моря и суши на климат.
- 8.6. Континентальность климата, индексы континентальности.
- 8.7. Аридность климата, индексы увлажнения.
- 8.8. Орография и климат.
- 8.9. Океанические течения и климат.
- 8.10. Влияние снежного и растительного покрова на климат.
- 8.11. Принципы классификации климатов.
- 8.12 Генетическая классификация климатов Б.П.Алисова.

Глава 9. Мезо- и микроклимат.

- 9.1. Мезоклимат. Климат большого города.
- 9.2. Микроклимат, как явление приземного слоя атмосферы.
- 9.3. Микроклиматы водоемов и прибрежных территорий.
- 9.4. Влияние рельефа на микроклимат.

Глава 10. Изменения и колебания климата.

- 10.1. Непостоянство климата, возможные причины его колебаний.
- 10.2. Климат голоцена. Изменение климата за последнее тысячелетие.
- 10.3 Изменение климата в период инструментальных наблюдений.
- 10.4. Непреднамеренные воздействия человека на климат.
- 10.5.Перспектива изменения климата в результате антропогенных воздействий.
- 10.6. Некоторые результаты численного моделирования климата.

Литература

*Хабутдинов Юрий Гайнетдинович,
Шанталинский Константин Михайлович,
Николаев Александр Анатольевич*

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

Учебное пособие

Редактор *Р.З. Шарафутдинова*
Компьютерная верстка *М.В. Улезко*

Дизайн обложки – *П.А. Васильевой*

Подписано в печать 25.05.2010 г.

Бумага офсетная. Печать ризографическая.

Формат 60x84 1/16. Гарнитура «Таймс». Усл.печ.л. 14,24

Уч-изд.л. 13,75 Тираж 200 экз. Заказ № 55/2

Казанский государственный университет

420008, г. Казань, ул. Профессора Нужина, 1/37

тел. 231-53-59, 292-65-60

ISBN 978-5-98180-805-0



9 785981 808050 >