

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования
«Пермский государственный национальный
исследовательский университет»

Н.И. Толмачева

ФИЗИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

*Допущено методическим советом Пермского государственного
национального исследовательского университета в качестве учебного
пособия для студентов и магистрантов географических
факультетов, обучающихся по направлению подготовки
"Гидрометеорология" и специальности "Метеорология"*

Пермь 2012

УДК 551.5

ББК 26.23

Т 52

Толмачева, Н.И.

Т 52 Физическая метеорология: учебное пособие / Н.И. Толмачева; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2012. – 324 с.

ISBN 978-5-7944-1833-0

Дисциплина «Физическая метеорология» является базовой частью профессионального цикла дисциплин подготовки студентов по направлению «Гидрометеорология», формирующих профессиональные компетенции. Содержание дисциплины охватывает круг вопросов, связанных с фундаментальными знаниями о строении атмосферы, ее общих свойствах и физических процессах, протекающих в атмосфере Земли, включает их качественное и количественное описание. Уделено внимание переносу излучения в атмосфере, термодинамическим процессам, преобразованию энергии в атмосфере и подстилающей поверхности.

Учебное пособие предназначено для преподавателей, аспирантов, магистров географического факультета и студентов, обучающихся по специальности «Метеорология». Может быть использовано студентами специальностей «Гидрология», «География», «Природопользование».

УДК 551.5

ББК 26.23

Печатается в соответствии с решением редакционно-издательского совета Пермского государственного университета

Рецензенты: д-р геогр. наук, проф. Казанского гос. ун-та *Ю.П. Переведенцев*; начальник АМСГ ФГУП «Пермские авиалинии», канд. геогр. наук, доц. *О.Ю. Булгакова*

ISBN 978-5-7944-1833-0

© Толмачева Н.И., 2012

© Пермский государственный национальный
исследовательский университет, 2012

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	6
1. Предмет и метод метеорологии	6
2. История метеорологии	7
3. Методы исследований в метеорологии	15
4. Метеорологические величины и явления	32
Глава 1. Состав и строение атмосферы	31
1.1. Изменение газового состава атмосферного воздуха с высотой. Атмосферные аэрозоли	31
1.2. Уравнение состояния сухого и влажного воздуха. Виртуальная температура, характеристики влажности	41
1.3. Вертикальное деление атмосферы. Тропосфера, стратосфера, мезосфера	48
1.4. Статика атмосферы, барометрические формулы и барическая ступень	55
1.5. Геопотенциал, абсолютная и относительная высота изобарических поверхностей	68
1.6. Горизонтальная неоднородность атмосферы	75
Глава 2. Водный режим атмосферы	84
2.1. Условия фазовых переходов воды в атмосфере	84
2.2. Морфологическая и генетическая классификации облаков	96
2.3. Условия образования и классификация туманов	116
2.4. Процессы образования и классификации осадков	126
2.5. Влажность воздуха	134
Глава 3. Барический режим атмосферы	149
3.1. Теория движений в атмосфере. Геострофический и градиентный ветер	149
3.2. Распределение ветра по высоте. Ветер в приземной и свободной атмосфере	158
3.3. Общая циркуляция атмосферы. Глобальное распределение воздушных потоков	168
3.4. Мезомасштабная циркуляция. Бризы, фены, склоновые ветры	189
Глава 4. Атмосферное электричество	206
4.1. Ионизация и электрические токи в атмосфере, ионосфера	206
4.2. Электрическое поле облаков, структура грозового облака	214
4.3. Возникновение молний	221
4.4. Особенности грозовой деятельности	225

Глава 5. Оптика атмосферы	228
5.1. Рефракция света в атмосфере и связанные с ней явления	228
5.2. Метеорологическая и оптическая дальность видимости	234
5.3. Оптические явления в облаках, туманах, осадках	240
Глава 6. Радиационный режим атмосферы	248
6.1. Законы излучения. Солнце, солнечная постоянная	248
6.2. Влияние атмосферы на излучение	256
6.3. Коротковолновая и длинноволновая радиация в атмосфере	262
6.4. Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы	278
Глава 7. Тепловой режим атмосферы	282
7.1. Основы термодинамики атмосферы	282
7.2. Тепловой режим приземного слоя	294
7.3. Термический режим тропосферы, стратосферы и мезосферы	306
7.4. Взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности	318
Список литературы	321

ПРЕДИСЛОВИЕ

В учебном пособии кратко излагаются классические теоретические вопросы основных разделов курса «Физическая метеорология». Рассматриваются радиационные свойства, тепловой режим атмосферы, образование облаков и осадков, формы движения атмосферы всех масштабов. Материал поясняется данными наблюдений. Уделено внимание современным сведениям об атмосфере Земли и физических процессах, происходящих в ней. «Физическая метеорология» — одна из дисциплин, читаемых студентам-метеорологам при подготовке в университетах. Изложение сведений об основных атмосферных процессах требует использования математического аппарата и физических методов исследования. Известные учебники С.П. Хромова, М.А. Петросянца имеют географическую направленность и знания о земной атмосфере, необходимые для метеорологов, содержат не в полном объеме. В задачу автора предлагаемого учебного пособия входило изложение основ физической метеорологии в соответствии с рекомендациями ВМО. Курс физической метеорологии является базовым для подготовки специалистов-метеорологов в университетах. Наряду с основными данными и фундаментальными законами содержит сведения, отражающие современное состояние науки и перспективы развития.

Учебное пособие составлено в соответствии с требованиями к обязательному минимуму содержания основной образовательной программы подготовки специалистов в университетах. Рассмотрены основные проблемы метеорологии на современном этапе и методы исследований. Освещены вопросы строения и состава атмосферы. Отдельные разделы посвящены изучению солнечной радиации, ее поглощения и рассеяния в атмосфере, явлений, связанных с этими процессами. Рассматриваются факторы, формирующие тепловой режим подстилающей поверхности и атмосферы, процессы конденсации и испарения, облако- и осадкообразования. Материал поясняется и иллюстрируется рисунками и схемами. Основу пособия составляет содержание курса с тем же названием, читаемого автором в течение 10 лет на географическом факультете Пермского университета для студентов-метеорологов.

В настоящее время информация о состоянии атмосферы широко применяется как при составлении прогнозов погоды, так и при решении многих экономических задач.

ВВЕДЕНИЕ

1. Предмет и метод метеорологии

Метеорология — наука о процессах и явлениях в атмосфере Земли и их взаимодействии с земной поверхностью и окружающей средой. Слово «метеорология» произошло от греческих слов «метеоро» — то, что в небе (облака, явления), и «логос» — познание. Перед метеорологией стоит задача познания законов, которым следуют атмосферные процессы. Метеорология опирается на законы, установленные другими науками, например физикой. Для изучения метеорологии необходимо знать основы математики, физики, гидромеханики, географии, химии и др. Атмосферные процессы тесно связаны с процессами, происходящими в земной, водной поверхности, поэтому метеорология связана с такими науками, как океанология, гидрология, геодезия и др. Развитие метеорологии как науки привело к формированию отдельных ее разделов в самостоятельные дисциплины (климатология, синоптическая метеорология, динамическая метеорология, агрометеорология, аэрология, спутниковая метеорология и др.). Они отличаются изучаемыми объектами и методиками исследования.

Физическая метеорология сформировалась на основе классических и современных достижений физики, но как геофизическая наука связана с географией. Атмосферные процессы отличаются в различных географических условиях, без их учета невозможно решение такой задачи метеорологии, как прогноз погоды.

Физическая метеорология — учение об общих закономерностях атмосферных явлений и процессов. Она изучает природу атмосферных явлений, устанавливает связь между метеорологическими величинами и явлениями, показывает закономерности их развития. Основной задачей физической метеорологии является изучение, качественное и количественное описание характеристик, определяющих состояние атмосферы, происходящих в ней явлений, их интерпретация и прогноз.

В физической метеорологии существуют такие разделы, как физика пограничного слоя, верхней атмосферы, облаков и осадков, учение о лучистой энергии Солнца и Земли (актинометрия), атмосферная оптика, атмосферное электричество.

2. История метеорологии

Становление и развитие метеорологии. Современная научная метеорология ведет начало с XVII в., когда были заложены основы физики, частью которой на первых порах являлась метеорология. Тогда же были изобретены (Галилеем и его учениками) первые метеорологические приборы и появилась возможность инструментальных наблюдений. Они начались во второй половине XVII в. и в первой половине XVIII в. в немногих пунктах Европы, а также в морских плаваниях. В это же время на их основе возникли первые метеорологические теории. К середине XVIII столетия М.В. Ломоносов уже считал метеорологию самостоятельной наукой со своими задачами и методами. Он сам создал первую теорию атмосферного электричества, разрабатывал метеорологические приборы, высказал ряд важных соображений о климате и о возможности научного предсказания погоды.

Во второй половине XVIII в. по частной инициативе была организована международная сеть метеорологических станций в Европе (30 станций), функционировавшая 12 лет. Ее наблюдения были опубликованы и стимулировали дальнейшее развитие метеорологических исследований. В начале XIX столетия возникают первые государственные сети станций, Немецкие ученые А. Гумбольдт и Г.В. Дове разрабатывают основы *климатологии*. Около 1820 г. Г. В. Брандес в Германии составил первые синоптические карты, а после изобретения телеграфа, с 50-х гг., по инициативе знаменитого астронома У. Лаверье во Франции и адмирала Р. Фицроя в Англии синоптический метод исследования атмосферных процессов быстро вошел в общее употребление. На его основе возникли *служба погоды* и новая отрасль метеорологической науки — *синоптическая метеорология*.

К середине XIX в. относится и организация первых метеорологических институтов, в том числе Главной физической (ныне геофизической) обсерватории в Петербурге (1849 г.). Ее директору с 1868 по 1895 г. Г. И. Вильду принадлежит историческая заслуга организации образцовой метеорологической сети в России и ряд капитальных исследований климатических условий страны. Его помощник и позднее директор обсерватории М. А. Рыкачев был организатором службы погоды в России (в начале 70-х гг.).

Во второй половине XIX столетия были заложены основы *динамической метеорологии*, т.е. применения законов гидромеханики и термодинамики к исследованиям атмосферных процессов. Большой

вклад в эту отрасль метеорологии был сделан в то время В. Феррелем в США, Г. Гельмгольцем и рядом других ученых в Германии. В это же время исследование *климата* в тесной связи с общей географической обстановкой было сильно продвинуто трудами великого русского географа и климатолога А. И. Воейкова, а также Ю. Ханна в Австрии, В. Кеппена в Германии и др. К концу столетия усилилось изучение *радиационных и электрических процессов* в атмосфере.

Развитие метеорологии в XX столетии шло все нарастающими темпами. В дальнейшем в краткой характеристике этого этапа в развитии метеорологии названы имена только отдельных выдающихся ученых. Успехи *динамической метеорологии* были связаны в первую очередь с трудами В. Бьеркнеса и его учеников в Норвегии, М. Маргулеса в Австрии, В. Нэпир-Шоу в Англии, А. А. Фридмана в России, К. Г. Россби в Швеции и США и их многочисленных учеников. *Синоптическая метеорология* также быстро шагнула вперед, особенно благодаря работам Г. Фиккера в Австрии, Б. П. Мультиановского в России, В. Бьеркнеса и его последователей во многих странах мира, в том числе в России (А. И. Аскания и др.). В настоящее время ясно выражена тенденция к взаимному сближению динамической и синоптической метеорологии. Выдвинута новая проблема *численного (гидродинамического) прогноза погоды*. Большие успехи достигнуты с начала XX в. в области *аэрологических исследований*. Во многих странах появились выдающиеся организаторы исследований в этом новом направлении, в частности А. Тейсеран де Бор во Франции и Р. Ассман в Германии, открывшие существование стратосферы. Стало знаменитым имя изобретателя первого радиозонда (1930) — П. А. Молчанова.

На основе достижений во всех указанных областях метеорологии в настоящее время расширяются фактические знания и теоретические представления об *общей циркуляции атмосферы* — механизме великого круговорота воздуха на Земле. Велик был в XX в. и прогресс в *актинометрии* — учении о радиации в атмосфере. Из многих имен выдающихся ученых, работавших в этой области, отметим здесь энергичных деятелей актинометрии в России — О. Д. Хвольсона, В. А. Михельсона, С. И. Савинова и Н. Н. Калинина, а также А. Онгстрема в Швеции, С. Ланглея и Г. Аббота в США и Ф. Линке в Германии. В настоящее время сильно продвинулась *физика облаков и осадков*. Уже решается практически проблема искусственного осаднения облаков и рассеяния туманов. В России (СССР) инициатором работ в этом направлении был В. Н. Оболенский. Выдающиеся успехи достигнуты в *исследовании ионосферы* и еще

более высоких внешних слоев атмосферы. Особенно быстрый прогресс в этом отношении связан с применением ракет и спутников. Новые углубленные подходы к *климатологическим* исследованиям были намечены в XX в. в Норвегии, России, США, Германии и других странах (*динамическая, или синоптическая, климатология, изучение теплового баланса Земли*). Детально исследованы климаты различных областей Земли, сильно продвинулось изучение климата Арктики и Антарктики, развивается учение о микроклимате. В России известны своими климатологическими трудами А. А. Каминский и Л. С. Берг.

В развитии *сельскохозяйственной метеорологии и климатологии* в начале XX в. большую роль сыграли работы А.И. Воейкова, П. И. Броунова, Ф.Ф. Давитая, С.А. Сапожниковой, Ю.И. Чиркова и др. Интенсивно развиваются и другие отрасли *прикладной климатологии*, в особенности биоклиматология и индустриальная (строительная) климатология.

В настоящее время объем метеорологических исследований и публикаций бурно растет, быстро развивается и международное научное сотрудничество в области метеорологии. Осуществляются международные программы: Программа исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП), ПОЛЭКС (полярный эксперимент), ТРОПЭКС (тропический эксперимент) и др.

Всемирная метеорологическая организация. Атмосферные процессы не знают государственных границ, метеорологические наблюдения и исследования ведутся во всех странах. Поэтому существует настоятельная необходимость в единообразии методики наблюдений и их обработки, в обмене информацией, в унификации форм оперативного обслуживания метеорологической информацией и прогнозами, а стало быть, в согласовании работы метеорологических служб всего мира. Это является задачей Всемирной метеорологической организации (ВМО).

Международное сотрудничество в области метеорологии началось во второй половине XIX в. В 1873 г. состоялся первый Международный метеорологический конгресс, заложивший основы *Международной метеорологической организации* с регулярно проходившими конференциями директоров метеорологических служб, с Международным метеорологическим комитетом, работавшим в перерывах между конференциями, и с рядом международных комиссий по разным вопросам метеорологии. Особенных успехов Международная метеорологическая организация достигла за период между двумя мировыми войнами. После Второй мировой войны она была восстановлена на новой основе, как Всемирная

метеорологическая организация при Организации Объединенных Наций. Каждые 5 лет собираются всемирные конгрессы ВМО, избирающие исполнительный комитет и президента организации; регулярно работает ряд технических комиссий и рабочих групп. Секретариат ВМО находится в Женеве. Росгидромет входит в эту организацию.

Одной из важнейших программ ВМО является поддержание на должном уровне функционирования Всемирной службы погоды, у истоков которой стояли два знаменитых метеоролога — В.А. Бугаев (Россия) и Г. Векслер (США). Другой важной программой ВМО является Всемирная климатическая программа, задачами которой являются изучение изменений климата, построение теории климата, его изменений под влиянием естественных и антропогенных факторов и возможных последствий.

Создание метеорологической службы в России. Создание метеорологической службы России, ее основание, становление и развитие связаны с экономической, военной, культурной и политической жизнью Российского государства. Издревле русский человек вел наблюдения за погодой. Тысячу лет назад экстремальные метеорологические явления стали заноситься в летописи, которые велись во многих русских землях. Затем сложилась древняя служба погодоведения, основанная на народных приметах, выводы которой живут в народе до настоящего времени. В XII в. по указу царя Алексея Михайловича были начаты ежедневные визуальные наблюдения за погодой, значительная часть которых дошла до нашего времени. В 1834 г. по проекту А.Я. Купфера была учреждена Нормальная магнитная обсерватория в Петербурге, где проводились и метеорологические наблюдения. Метеорологическая сеть России с 1835 г. стала вести наблюдения по единому Руководству, которое переиздавалось впоследствии несколько раз. Задачей метеорологической службы было производство физических наблюдений и испытаний в обширном виде и вообще для исследования России в физическом отношении.

В 1849 г. создается Главная физическая обсерватория (ГФО), которая оказала большое влияние на развитие метеорологии во всем мире. Начался новый этап развития метеорологической службы, главной задачей которого являлось создание центральных метеорологических обсерваторий и подчинение наблюдений единому центру. Четыре раза в год стал выходить журнал «Метеорологическое обозрение России», который давал представление об общем состоянии погоды за сезон в тех пунктах страны, где велись наблюдения.

Главная физическая обсерватория с 1 января 1872 г. приступила к изданию «Литографированного ежедневного метеорологического бюллетеня» и составлению ежедневных синоптических карт в Европе и Сибири. Первоначально ежедневный бюллетень составлялся по данным 28 станций. К концу года в бюллетень включались депеши 55 станций. 31 января 1884 г. была закончена «Записка директора Главной физической обсерватории в конференцию Академии наук об организации при Академии наук комиссии для выработки мер к объединению деятельности метеорологических станций Российской империи». В записке давался обзор состояния наблюдений в различных ведомствах, анализировались их взаимоотношения с Главной физической обсерваторией. Отмечалось, что Уральское, Харьковское и Одесское общества естествоиспытателей имеют небольшие метеорологические сети. Основной целью гидрометеорологии в то время являлось придание законодательной силы выработанным предложениям по обеспечению единства гидрометеорологических наблюдений. Единообразие метеорологических наблюдений было необходимо для развития международных контактов в области метеорологии.

Развитие метеослужбы в начале XX в. В России после событий, произошедших в начале XX в., важнейшей задачей являлось восстановление постоянно действующих и в первую очередь опорных метеорологических станций. План восстановления сети был подготовлен в ГФО. Сеть опорных станций должна была формироваться из числа ранее действующих станций с длительными рядами наблюдений. Согласно плану на территории России (СССР) была создана сеть из 516 постоянных станций, в число которых вошли 50 опорных станций и 11 обсерваторий. На европейскую часть России приходилось 29 пунктов, на азиатскую — 32. Поскольку территория азиатской части России была больше европейской в три раза, то для достижения такой же густоты опорных станций, как в европейской части, нужно было увеличить там число опорных станций примерно до 100. Малонаселенность, сложные топографические условия территории и недоступность многих районов не позволяли увеличить и равномерно распределить опорные станции. В 1921–1929 гг. были созданы метеорологические части (бюро) в союзных республиках, краях и областях. Развитие метеорологии в этот период шло бурно, было создано пять крупных метеорологических научно-исследовательских институтов.

Метеорология в годы войны. Образование государственной службы метеорологического обеспечения Вооруженных сил России

относится к 1864 г., когда при ГФО было организовано отделение морской метеорологии и к обсерватории была прикомандирована группа морских офицеров. В начале XX столетия в России активно велось строительство отечественных самолетов. В связи с этим метеорологическое обеспечение авиации стало одной из основных задач военного ведомства. Широкий круг исследований был выполнен в ГГО (Главная геофизическая обсерватория, бывшая ГФО) в предвоенные годы, включая разработку методов метеорологического обеспечения военных действий по «обрезанной карте», т.е. при отсутствии информации из стран Западной Европы в случае войны. По заказу Бюро военной метеорологии была подготовлена информация по аэрологии, климатологии, синоптической метеорологии и ветровому режиму России. В предвоенные годы коллектив климатологов ГГО опубликовал многоотомный труд «Климат Союза Советских Социалистических Республик».

Особую роль в годы войны играло метеорологическое обеспечение авиации. В феврале 1942 г. метеослужба Военно-воздушных сил (ВВС) была переподчинена непосредственно штабу ВВС. Масштабы действий военной авиации в годы Великой Отечественной войны и ответственность метеорологов ВВС за ее метеорологическое обеспечение были огромны. За годы войны ВВС произвели около 4 млн боевых вылетов, связанных с трудом военных метеорологов. Только части дальней авиации совершили за годы войны 219 788 боевых вылетов. Громадную роль сыграла метеослужба Военно-морского флота в метеорологическом обеспечении морских караванов союзников, перевозок по трассе Северного морского пути.

За время войны накопился богатый опыт работы по метеорологическому обслуживанию как боевых действий войск, так и отраслей народного хозяйства. Вооруженные силы получили мощную и хорошо организованную метеорологическую службу по обеспечению всех родов войск. После окончания войны метеослужба была девоенизирована и вернулась к исполнению своих обязанностей, имея в своем составе центральный аппарат, республиканские и территориальные управления, систему научно-исследовательских институтов, специализированных вузов, техникумов, восстановленную гидрометеорологическую сеть.

Метеорологическая служба в конце XX в. В послевоенный период восстановление сети происходило практически сразу после освобождения территорий нашими войсками. В результате уже к концу Великой Отечественной войны число гидрометеорологических

станций и постов на территории СССР, включая и освобожденную от немецко-фашистских захватчиков, не только не уменьшилось, но и по сравнению с 1940 г. увеличилось на 15%.

К концу 1950-х гг. сеть гидрометеорологических станций и постов, а также сетевые органы были восстановлены, число их возросло, была укреплена техническая база. Создавались новые сети наблюдений, такие как озонметрическая, атмосферно-электрическая и др. Существенно были расширены и технически переоснащены аэрологическая, метеорологическая и другие сети. Разрабатывались системы сбора и обработки информации на базе новых автоматических и полуавтоматических измерительных систем. Метеорологическая служба стала одним из лидирующих в стране ведомств по использованию в своих технологиях средств вычислительной техники.

В связи с осуществлением программы Всемирной службы погоды в Москве в 1963 г. был образован Мировой метеорологический центр (ММЦ), оснащенный современными ЭВМ. На базе ММЦ и Центрального института прогнозов вскоре был образован центральный научно-прогностический центр страны — Гидрометеорологический центр — один из трех мировых метеорологических центров.

С запуском первого искусственного спутника начались исследовательские и конструкторские работы по созданию экспериментальных, а затем и оперативно действующих систем метеорологических спутников и спутников для изучения природных ресурсов. Для организации и координации этих исследований был создан специальный научно-исследовательский центр «Планета», который функционирует и сейчас.

В 1974 г. постановлением правительства «Об усилении охраны природы и улучшении использования природных ресурсов» на метеослужбу были возложены новые функции — контроль за состоянием природной среды, в частности загрязнением воздуха. Уже в 1974 г. сеть контроля за загрязнением включала 130 городов и населенных пунктов, а в 1980-е гг. — 500. Во всех территориальных управлениях гидрометеорологической службы были созданы специальные отделы, осуществляющие мониторинг за состоянием окружающей среды.

В настоящее время после ряда преобразований центральных органов РФ метеослужба функционирует как самостоятельная Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). В ее состав в настоящее время входят 22 территориальных управления по гидрометеорологии и

мониторингу окружающей среды (УГМС), при этом большинство УГМС имеют в своем составе центры по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ЦГМС), расположенные в крупных городах. В составе Росгидромета работают 18 научно-исследовательских институтов.

Научно-исследовательские институты отвечают за различные области метеорологии. Так, Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова в С.-Петербурге, основанная в 1849 г., отвечает за организацию климатических исследований и службу загрязнений атмосферы, Российский гидрометеорологический центр в г. Москве, созданный в 1930 г., — за все виды метеорологических прогнозов, Центральная аэрологическая обсерватория в г. Долгопрудном — за методы аэрологических измерений, изучение физических свойств атмосферы, включая облака, Российский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации в г. Обнинске — за хранение, систематизацию и распространение гидрометеорологической информации, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт в С.-Петербурге — за метеорологическое изучение Арктики и Антарктики.

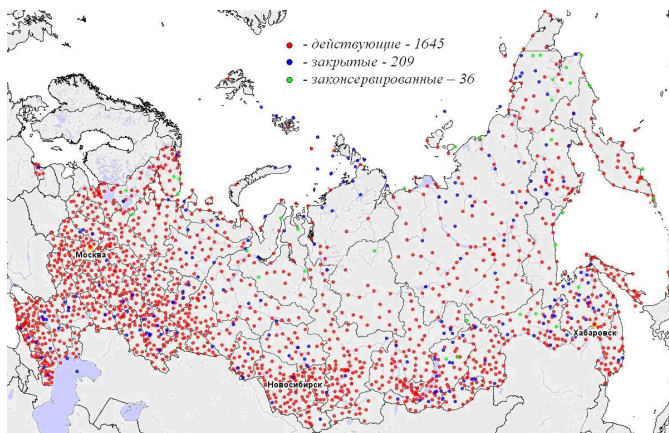


Рис. 1. Сеть метеорологических станций в 2010 г.

Метеорологические и климатологические исследования ведутся также в Институте прикладной геофизики им. Е. К. Федорова, Институте экспериментальной метеорологии, Государственном океанографическом институте, в региональных научно-

исследовательских институтах (в г.Новосибирске, Владивостоке), в гидрометеорологических обсерваториях, а также в Российском учебном гидрометеорологическом институте и некоторых университетах. Фундаментальными проблемами физики атмосферы занимается Институт физики атмосферы РАН, взаимодействием океана и атмосферы — Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН и Государственный океанографический институт, палеоклиматологией — Институт географии РАН. Организацией Академии наук и Росгидромета является Институт глобального климата и экологии, задача которого — наблюдение за изменениями климата и окружающей человека среды, в частности их изменениями под влиянием антропогенных воздействий.

В настоящее время в России действует метеорологическая сеть, включающая около 3 тыс. метеостанций (рис. 1) и постов, около 140 аэрологических станций и 20 судов погоды, 30 озонотрических станций, 14 ионосферных, 6 атмосферного электричества, 1 ракетного зондирования. Необходимый состав наблюдательной сети 5000 метеорологических станций, в том числе автоматических.

3. Методы исследований в метеорологии

Основной фактический материал для своих исследований метеорология получает путем наблюдений в природных условиях. Существенная особенность метеорологических явлений — их пространственно-временная изменчивость. Это вызывает необходимость такой организации наблюдений, которая позволит своевременно отметить возникновение явления и проследить за ходом его развития. Эта непрерывность наблюдений во времени и пространстве достигается путем организации сети наблюдательных пунктов, в которых регулярно проводятся наблюдения по единой общей программе с помощью однотипных приборов.

Метеорологические наблюдения — это измерения и качественные оценки метеорологических величин: температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, ветра, облачности, осадков, туманов, метелей, гроз, видимости, а также некоторых величин, непосредственно не отражающих свойств атмосферы или атмосферных процессов, но тесно связанных с ними. Таковы температура почвы или поверхностного слоя воды, испарение, высота и состояние снежного покрова, продолжительность солнечного сияния. На некоторых метеостанциях ведутся наблюдения над солнечным, земным излучением и атмосферным электричеством.

Метеорологические наблюдения за состоянием атмосферы до высот около 40 км называются *аэрологическими*. Наблюдения за состоянием более высоких слоев атмосферы — *аэрономическими*.

Полные и точные наблюдения ведутся в метеорологических и аэрологических *обсерваториях*, имеющихся во всех странах мира. Число таких обсерваторий невелико. Кроме того, даже самые точные наблюдения в немногочисленных пунктах не могут дать исчерпывающего представления о жизни атмосферы, поскольку атмосферные процессы в разной географической обстановке протекают по-разному. Поэтому кроме метеорологических обсерваторий наблюдения над основными метеорологическими величинами ведутся на *метеорологических* и *аэрологических станциях* по всему земному шару.

Для изучения географического распределения метеорологических величин и сравнения состояния атмосферы (погоды и климата) в различных местах Земли необходимо, чтобы метеорологические станции в каждой стране и во всех странах мира вели наблюдения по возможности однотипными приборами, по единой методике, в определенные часы суток. Иными словами, станции, расположенные в каждой стране и в мире, должны составлять единое целое — *метеорологическую сеть*. Во всех странах, в том числе и в России, существует основная государственная сеть метеорологических станций, отвечающая указанному выше требованию единообразной и согласованной работы. Помимо нее существуют и метеорологические станции специального назначения, связанные с различными потребностями науки и экономики (сельскохозяйственные, авиационные, береговые и др.).

Метеорологические станции государственной сети устанавливаются равномерно в местах, характерных для данного района. Нужно стремиться к тому, чтобы показания станции были *репрезентативными*, т. е. характерными не только для ее ближайших окрестностей, но и для значительно большей территории. Метеорологические станции специального назначения размещают исходя из производственных задач.

Важнейшие условия сетевых метеорологических наблюдений, помимо синхронности, — их *длительность* и *непрерывность*. Отдельные годы сильно отличаются друг от друга по режиму атмосферных процессов. Этим определяется необходимость иметь многолетние ряды систематических наблюдений. Перенос станции в другое место обрывает многолетний ряд наблюдений или нарушает его однородность.

Для предсказания погоды метеорологические наблюдения необходимо вести постоянно и непрерывно. Каждый день в атмосфере наблюдаются все новые бесконечно разнообразные условия, а при прогнозе погоды приходится исходить из фактических условий в настоящем и прошлом.

Система получения первичной метеорологической информации включает:

- сеть наземных метеорологических станций;
- сеть аэрологических станций;
- сеть судовых наблюдений, якорных и дрейфующих гидрометеорологических станций (буев);
- сеть метеорологических радиолокационных станций;
- космическую метеорологическую систему;
- систему авиационной разведки погоды.

Кроме того, в состав первичной метеорологической информации могут включаться данные, получаемые с помощью систем ракетного и аэростатного зондирования атмосферы.

Наблюдения на метеорологических станциях всего мира проводятся синхронно в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч всемирного согласованного времени. Наблюдения за атмосферными явлениями осуществляются непрерывно. Аэрологические станции проводят вертикальное зондирование атмосферы. Основным источником получения первичной метеорологической информации с акваторий морей и океанов являются станции и суда погоды. Они проводят метеонаблюдения по той же программе и в те же сроки, что и наземные станции.

Расстояние между соседними метеостанциями не должно превышать 50–100 км, а между аэрологическими станциями — 250 км. Однако необходимая плотность наземной сети метеорологических станций имеется далеко не везде. Она удовлетворяет указанным требованиям в Европе, центральной части Северной Америки. Над океанами, в горных районах Центральной Азии расстояние между метеостанциями достигает 1000–1500 км, а между аэрологическими станциями — 2000–3000 км.

Метеорологическая космическая система состоит из метеорологических искусственных спутников Земли, функционирующих на разных орбитах, и наземного комплекса приема и обработки информации, поступающей от них.

Авиационная разведка погоды является дополнительным источником получения первичной метеорологической информации.

Самолет используется как средство доставки в свободную атмосферу приборов для измерений атмосферных характеристик.

Применение карт. Основные атмосферные процессы разворачиваются на больших пространствах. Поэтому существенное значение в метеорологии и климатологии имеет сопоставление наблюдений на географических картах. Последующий анализ относится уже к наблюдениям не в отдельных пунктах, а в пространстве. На карту наносят фактические результаты наблюдений в один и тот же момент времени. Такая карта называется синоптической. Она позволяет видеть, как распределялись условия погоды и, следовательно, каковы были свойства атмосферы и характер атмосферных процессов в этот момент над большой территорией. Составляя синоптические карты за последовательные моменты времени, можно проследживать развитие атмосферных процессов и делать выводы о будущей погоде.

На карты можно наносить и результаты статистической обработки многолетних наблюдений, получая климатологические карты. Можно составить карты многолетнего среднего распределения величин температуры или осадков на определенной территории за тот или иной месяц, карты средних дат установления снежного покрова, повторяемости гроз, наибольших или наименьших температур, наблюдавшихся в данной местности. Климатологические карты облегчают дальнейший анализ фактов, относящихся к климату, позволяют делать выводы о пространственном распределении особенностей или типов климата.

Характеристика методов дистанционного зондирования атмосферы. Многообразие (как по физической природе, так и по пространственным и временным масштабам) явлений и процессов в атмосфере и на ее подстилающей поверхности определяется с помощью измерительных средств, используемых для получения метеорологической информации. Многие из них были заимствованы из смежных областей науки, ряд других специально разработаны для метеорологического применения. Хотя в науке и технике существуют строгие терминологические стандарты различных типов измерений, в метеорологической литературе нашла распространение следующая классификация различных методов измерений.

Прямые измерения — измерения, в которых используются эталоны интересующих нас характеристик (величин) состояния окружающей среды. Это, например, измерения длин объектов с помощью эталонов расстояний или массы — с помощью эталонов

массы и т. д. Можно отметить, что прямых измерений в таком понимании, в метеорологии осталось мало.

Косвенные измерения — измерения, при которых искомое значение величины находят на основании известной зависимости между этой величиной и величинами, подвергаемыми прямым измерениям. Это определение соответствует терминологическому стандарту, и при его широком толковании все рассматриваемые нами дистанционные методы измерений относятся к косвенным измерениям, как и такие традиционные измерения (часто называемые прямыми), как измерения температуры, влажности, скорости ветра, осуществляемые, например, с помощью радиозондов.

Локальные измерения — измерения, при которых датчик (как прямых, так и косвенных измерений) находится в непосредственном контакте с исследуемой средой.

Дистанционные измерения — измерения параметров физического состояния среды, осуществляемые на различных расстояниях от нее с помощью регистрации характеристик различных полей (гравитационных, электромагнитных, акустических и т. д.).

В соответствии с приведенной классификацией рассматриваемые нами методы измерений, основанные на регистрации различных характеристик электромагнитных полей, являются и косвенными, и дистанционными. В дальнейшем для их обозначения будут использоваться оба термина. При этом их нельзя путать с «дистанционными» методами, при которых, например, датчик и регистрирующее устройство, соединенные проводами (или радиолинией), разнесены в пространстве.

Можно предложить целый ряд схем классификации дистанционных методов измерений, основанных на использовании различных признаков. Рассмотрим основные из них.

1. Классификация по природе поля:

- а) гравитационные методы;
- б) электрические и магнитные методы;
- в) методы электромагнитного (ЭМ) излучения;
- г) ядерные методы;
- д) акустические методы.

2. Классификация по источнику поля:

- а) пассивные методы.
- б) активные методы.

В первом случае измеряются естественные поля, присутствующие в природе вне всякой связи с самими измерениями (гравитационные поля Земли и планет; солнечное, тепловое и другие

излучения; естественная радиоактивность и т. д.). Во втором случае используются искусственные источники, например, ЭМ излучения — лазеры, прожекторы, радиолокаторы.

Имеется целый ряд классификаций косвенных электромагнитных методов.

3. По области спектра:

- а) ультрафиолетового диапазона спектра;
- б) видимого диапазона спектра;
- в) инфракрасные;
- г) микроволновые.

4. По основному процессу взаимодействия (или генерации) излучения:

- а) прозрачности (поглощения);
- б) рассеяния;
- в) теплового излучения;
- г) рефракции.

5. По геометрии или положению измерительного прибора:

- а) наземные;
- б) самолетные и аэростатные;
- в) космические.

Эти типы классификаций можно детализировать. Например, методы рассеяния (4б) иногда подразделяют на методы релеевского рассеяния, аэрозольного рассеяния, комбинационного рассеяния и др. В последнее десятилетие особое внимание уделялось разработке дистанционных методов, использующих измерения целого ряда характеристик электромагнитного излучения в различных областях спектра. К основным особенностям этих методов можно отнести следующие:

1. *Дистанционность*. Измерения осуществляются на различных расстояниях от исследуемого объекта. В случае спутниковых косвенных методов эти расстояния могут достигать тысяч километров.

2. *Отсутствие внешнего влияния на объект исследования*. Все пассивные косвенные методы в принципе не могут оказывать влияние на состояние изучаемого объема атмосферы, так как эти методы используют измерения характеристик естественных ЭМ полей, существующих вне зависимости от того, производятся измерения или нет. В большинстве случаев это справедливо и для активных косвенных методов, хотя для лазерных методов может наблюдаться и другая картина при значительных мощностях генерируемого излучения. Отсутствие влияния на исследуемый объект — чрезвычайно ценное свойство косвенных методов. Оно особенно важно при

исследованиях верхних разреженных слоев атмосферы, где сам измерительный прибор может стать источником значительных искажений.

Таблица 1

Основные физические параметры атмосферы и подстилающей поверхности, измеряемые косвенными методами

Параметры	Методы измерений	Область спектра
Температура атмосферы	Тепловое излучение Прозрачность атмосферы Лазерное зондирование Рефракция	ИК, МКВ ИК ИК ВМД, МКВ
Температура океана и суши	Тепловое излучение	ИК, МКВ
Газовый состав	Тепловое излучение Прозрачность атмосферы Рассеянное излучение Лазерное зондирование Рефракция	ИК, МКВ от УФ до МКВ от УФ до БИК от УФ до МКВ МКВ
Характеристики аэрозоля	Тепловое излучение Прозрачность атмосферы Рассеянное излучение Лазерное зондирование	ИК от УФ до БИК от УФ до БИК от УФ до ИК
Характеристики облаков	Тепловое излучение Радиолокация Рассеянное излучение Прозрачность атмосферы Лазерное зондирование	ИК, МКВ МКВ ВИД, ИК МКВ ВИД, БИК, ИК
Влажность почв	Радиолокация Тепловое излучение Отраженное солн. излучение	МКВ, ИК МКВ ВИД
Ледовитость	Тепловое излучение	МКВ
Загрязнение почв и суши	Тепловое излучение Лазерное зондирование	ИК, МКВ От УФ до ИК
Снегозапас	Гамма-спектрометрия Тепловое излучение	ГИ МКВ
Поле ветра	Тепловое излучение Рассеянное излучение Прозрачность атмосферы Лазерное зондирование Радиолокация Акустическое зондирование	ИК, МКВ ВИД ВИД, БИК ВИД–ИК МКВ –
Давление и плотность	Рефракция	ВИД, МКВ
Морские течения	Тепловое излучение Радиолокация	ИК, МКВ МКВ

Условные обозначения: ВИД — видимая, ИК — инфракрасная, МКВ — микроволновая, УФ — ультрафиолетовая, БИК — ближняя инфракрасная, ГИ — гамма-излучение (области спектра).

3. *Однородность измерений.* Это свойство дистанционных измерений относится прежде всего к спутниковым измерениям, которые осуществляются с помощью одного или нескольких однотипных приборов.

4. *Высокая информативность.* С помощью косвенных методов измерений определяют большое количество параметров атмосферы и подстилающей поверхности (табл. 1).

Использование метеорологических спутников позволяет проводить измерения в глобальном и региональном масштабах с высокой периодичностью (геостационарные спутники в настоящее время осуществляют измерения каждые 20–30 мин) и хорошим пространственным разрешением.

Пространственное разрешение измерений может варьировать в зависимости от метода и требований к получению необходимой информации от метров (лазерное зондирование) до километров и сотен километров (пассивные методы). Следует отметить, что косвенные методы характеризуются относительно высокой стоимостью (вследствие сложности специализированной аппаратуры и схем обработки данных), особенно в случае космических наблюдений. Однако высокая информативность косвенных измерений полностью окупает этот недостаток.

4. Метеорологические величины и явления

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом. Количественные и качественные характеристики состояния атмосферы называются *метеорологическими величинами*.

Температура воздуха — температура, которую показывает термометр в условиях его полного контакта с атмосферным воздухом. В каждой точке атмосферы она непрерывно меняется; в разных местах Земли в одно и то же время она также различна. У земной поверхности температура воздуха варьирует в довольно широких пределах: крайние ее значения, наблюдавшиеся до сих пор, немного ниже $+60^{\circ}$ (в тропических пустынях) и около -90°C (на материке Антарктиды). С высотой температура воздуха меняется в разных слоях и в разных случаях по-разному. В среднем она сначала понижается до высоты 10–15 км, затем растет до 50–60 км, потом снова падает. Температура воздуха, а также почвы и воды в большинстве стран выражается в градусах международной температурной шкалы, или шкалы Цельсия ($^{\circ}\text{C}$), общепринятой в физических измерениях. Нуль этой шкалы приходится на температуру, при которой тает лед, а $+100^{\circ}\text{C}$ — на

температуру кипения воды (то и другое при давлении 760 мм рт. ст., близком к фактически существующим на уровне моря условиям). Единицей измерения температуры по шкале Кельвина служит кельвин (К), по шкале Цельсия — градус Цельсия ($^{\circ}\text{C}$); $1\text{ К} = 1^{\circ}\text{C}$. Температуры по шкале Кельвина (T) и шкале Цельсия (t) связаны между собой соотношениями $T = 273,15 + t$ или $T = 273,15(1 + \alpha t)$, где $\alpha = 1/273,15 \approx 0,00366\text{ К}^{-1}$.

В некоторых странах, например США, употребляется шкала Фаренгейта (F). В этой шкале интервал между точками таяния льда и кипения воды разделен на 180° , причем точке таяния льда соответствует значение $+32^{\circ}$. Таким образом, величина одного градуса Фаренгейта равна $5/9^{\circ}\text{C}$, а нуль шкалы Фаренгейта приходится на $-17,8^{\circ}\text{C}$. Нуль шкалы Цельсия соответствует $+32^{\circ}\text{F}$, а $+100^{\circ}\text{C} = +212^{\circ}\text{F}$.

Атмосферное давление (давление воздуха) — сила гидростатического давления воздуха, действующая на единичную площадку (1 м^2). В неподвижном воздухе давление равно упругости воздуха и в каждой точке пространства уравнивается весом вертикального столба воздуха единичного сечения (1 м^2), расположенного выше рассматриваемого уровня. На практике давление обычно измеряется высотой ртутного столба в барометре, выраженной в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.). Но высота ртутного столба в барометре зависит, как известно, не только от давления, но и от температуры ртути, от значения величины ускорения силы тяжести в точке наблюдения, которое изменяется как с высотой над уровнем моря, так и с широтой места. Поэтому показания ртутного барометра необходимо приводить к одной и той же температуре (обычно 0°C) и к определенной высоте и широте места. Условились приводить его к уровню моря и широте 45° и за нормальное (стандартное) давление принять давление, измеряемое весом ртутного столба высотой 760 мм с основанием 1 м^2 , на широте 45° , где ускорение силы тяжести равно $9,8\text{ м/с}^2$. Согласно Международной системе единиц (СИ), основной единицей измерения давления служит паскаль (Па): $1\text{ Па} = 1\text{ Н/м}^2 = 1\text{ кг/(м}\cdot\text{с}^2)$. В метеорологии наиболее часто в качестве единицы давления используется гектопаскаль (гПа): $1\text{ гПа} = 10^2\text{ Па}$. $1\text{ мм рт. ст.} = 133,33\text{ Па} = 1,3333\text{ гПа}$; $1\text{ гПа} = 0,75\text{ мм рт. ст.}$; $760\text{ мм рт. ст.} = 1013,3\text{ гПа}$.

Среднее атмосферное давление на уровне моря близко к $1013,3\text{ гПа}$. Основным прибором для измерения атмосферного давления служит барометр. В приборе атмосферное давление уравнивается давлением столба ртути. По изменению высоты ртутного столба

можно судить об изменениях атмосферного давления. Атмосферное давление определяется с точностью до 0,1 гПа.

Влажность воздуха, характеризуемая парциальным давлением водяного пара (e), выражается в тех же единицах, что и атмосферное давление, с точностью до 0,1 гПа. В этих же единицах выражается дефицит влажности.

Относительная влажность воздуха (f) — отношение фактической влажности (давления водяного пара e) к влажности насыщения (давлению насыщения E) при той же температуре. Вычисляется в процентах до целых. Большей точности определения относительной влажности не могут обеспечить и ее прямые измерения с помощью гигрометров.

Абсолютная влажность воздуха (a), *плотность водяного пара* — вычисляется с точностью до 0,1 г/м³. Это масса водяного пара в граммах в 1 м³ влажного воздуха.

Массовая доля водяного пара (удельная влажность) (q) — отношение плотности водяного пара ρ_p к плотности влажного воздуха ρ в этом же объеме или количество водяного пара в граммах в 1 г влажного воздуха. *Отношение смеси* (m) — отношение массы водяного пара к массе сухого воздуха в том же объеме. Массовая доля и отношение смеси определяются с точностью до 0,0001.

Скорость и направление ветра. Ветром называется движение воздуха относительно земной поверхности. Так как горизонтальная составляющая этого движения значительно превосходит вертикальную, то при наблюдениях обычно ее отмечают как ветер, характеризуя его скоростью и направлением. Направление ветра определяется указанием той точки горизонта, откуда дует ветер. Направление дается по сторонам горизонта с делением его на 8 или 16 румбов (рис. 2).

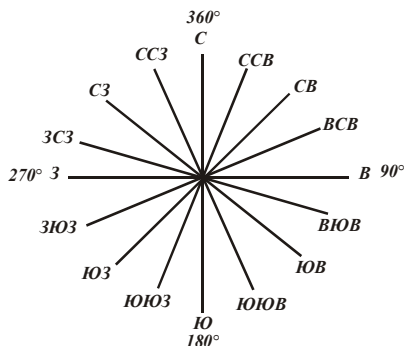


Рис. 2. Наименование румбов

Скорость ветра обычно измеряется в м/с, км/ч, иногда в условных единицах — баллах по шкале Бофорта (табл. 2), взятой из морской практики.

Таблица 2

Шкала скорости ветра		
Название	Скорость, балл	Скорость, м/с
Штиль	0	0–0,5
Тихое дуновение	1	0,6–1,7
Легкий ветер	2	1,8–3,3
Слабый ветер	3	3,4–5,2
Умеренный ветер	4	5,3–7,4
Свежий ветер	5	7,5–9,8
Крепкий ветер	6	9,9–12,4
Сильный ветер	7	12,5–15,2
Очень крепкий ветер	8	15,3–18,2
Шторм	9	18,3–21,5
Сильный шторм	10	21,6–25,1
Жесткий шторм	11	25,2–29,0
Ураган	12	более 29

Скорость ветра (u) измеряется с помощью анеморумбометра с точностью до 1 м/с и до 0,1 м/с с помощью ручных анемометров. Направление ветра по анеморумбометру определяется в углах геодезического азимута с точностью до 5° . Направление ветра по флюгеру определяется с точностью до румба.

Осадки измеряются с точностью до 0,1 мм слоя воды.

Количество облаков определяется в баллах с точностью до 1 балла, а в долях единицы — до 0,1.

Метеорологическая дальность видимости оценивается в баллах или в километрах (до 0,1 км).

Единицей измерения мгновенных значений *радиационных потоков*, т.е. их поверхностной плотности, является ватт на квадратный метр (Вт/м^2). При актинометрических измерениях радиационные потоки определяются с точностью до 10 Вт/м^2 . Часовая и суточная суммы радиационных потоков выражаются в мегаджоулях на квадратный метр (МДж/м^2). Стандартные актинометрические измерения обеспечивают определение часовых и суточных сумм с точностью до $0,01 \text{ МДж/м}^2$, месячные суммы радиационных потоков определяются с точностью до целых, а годовые — до десятков МДж/м^2 .

Метеорологические явления. При оседании и последующем замерзании переохлажденных капель и при непосредственном оседании ледяных кристаллов на земной поверхности и наземных предметах образуются так называемые *наземные гидрометеоры*. К жидким продуктам наземной конденсации принадлежат роса и жидкий налет. Твердые наземные гидрометеоры делятся на следующие основные виды: иней, твердый налет, изморозь. Кроме того, различают гололед и обледенение, например, самолетов; последнее происходит уже не у земной поверхности, а в свободной атмосфере. Однако в случае гололеда или обледенения, как правило, происходит не непосредственное выделение льда на поверхностях предметов, а замерзание переохлажденной воды облаков или осадков.

Наиболее распространенным видом наземных гидрометеоров является *роса*. Росой называются мельчайшие капли воды, выделяющиеся из воздуха на земной поверхности, особенно на траве, а также на горизонтальных поверхностях предметов, вечером и ночью в теплое время года. При этом никакого тумана в нижних слоях воздуха нет, роса возникает на самой поверхности предметов. Причина появления росы состоит в том, что поверхность почвы и особенно растительности (травы, листья) охлаждается путем ночного излучения до температуры точки росы. Поэтому и воздух, непосредственно соприкасающийся с такой поверхностью, охлаждается. Если температура его падает ниже точки росы, то происходит выделение жидкой воды на поверхности. Необходимым условием для выделения росы является ясная и тихая погода, при которой ночное излучение особенно велико.

Иней называют ледяные кристаллы различной формы, длиной до нескольких миллиметров, возникающие на траве, почве, различных горизонтальных поверхностях при тех же условиях, что и роса, но только при отрицательных температурах подстилающей поверхности. Водяной пар из воздуха, непосредственно соприкасающегося с холодной поверхностью, сублимируется на ней в виде кристаллов. Иней возникает и на поверхности снежного покрова.

Изморозь — отложение льда на ветвях деревьев, проводах и других предметах при тумане в результате сублимации водяного пара (кристаллическая изморозь) или намерзания капель переохлажденного тумана (зернистая изморозь).

Кристаллическая изморозь обычно состоит из кристалликов льда, нарастающих главным образом с наветренной стороны предмета. Она легко осыпается при встряхивании. Плотность кристаллической изморози мала и составляет $0,01\text{--}0,05 \text{ г/см}^3$. Возникает она в

результате сублимации водяного пара при тумане (дымке) и температуре воздуха от -11 до -25°C . В Сибири она часто образуется и при более низких температурах.

Зернистая изморозь также образуется преимущественно на наветренной стороне предметов, но при довольно сильном ветре. Она представляет собой снеговидный, рыхлый лед. Плотность ее существенно больше, чем плотность кристаллической изморози. Часто она по внешнему виду напоминает гололед и близка к нему по плотности. Возникает в результате намерзания на предметах капель переохлажденного тумана при температурах — $3-8^{\circ}\text{C}$. Изморозь и иней имеют различные условия образования и форму.

Гололед и обледенение самолетов. Опасно образование ледяного налета на земной поверхности и на предметах в результате выпадения мороси или дождя и при осаждении обильного тумана. Это явление называется *гололедом*. Гололед, таким образом, не выделяется из воздуха путем непосредственной сублимации на наземных предметах, как рассмотренные выше виды твердых гидрометеоров. Для его образования необходимо выпадение переохлажденных капель, возникших в атмосфере. Он обычно образуется при температурах воздуха от $0,5$ до -3°C , иногда до $-8-10^{\circ}\text{C}$. Осадки при этом выпадают в виде переохлажденных капель, но при соприкосновении с земной поверхностью или предметами замерзают, покрывая их ледяным слоем. Гололед часто наблюдается зимой на юге европейской территории России. Вред, причиняемый гололедом связи и транспорту, заставляет особенно внимательно относиться к его прогнозу.

Образование гололеда (как и твердого налета) может происходить также на самолетах — явление обледенения самолетов. Ледяная корка образуется чаще всего на лобовой части фюзеляжа, на винтах, ребрах крыльев, вообще на выступающих частях самолета. Под действием обледенения могут значительно ухудшиться аэродинамические качества самолета, возникнуть опасные вибрации. Обледенение неоднократно приводило к авариям самолетов. Обледенение происходит в переохлажденных водяных облаках, чаще всего при температурах от 0 до -10°C . При соприкосновении с самолетом капельки замерзают, растекаясь по поверхности; к ним примерзают и содержащиеся в облаке снежинки. Обледенение может произойти также при полете под облаками в зоне переохлажденного дождя; причины будут те же самые. Менее значительное обледенение, типа твердого налета, может произойти и вне облаков и осадков. Особенно опасное обледенение бывает в слоисто-дождевых

фронтальных облаках: эти облака всегда смешанные, а их горизонтальное и вертикальное протяжение велико.

Градиент метеорологической величины. Метеорологические величины изменяются как во времени, так и в пространстве, т. е. являются функциями координат точки x, y, z и времени t

$$f = f(x, y, z, t), \quad (1)$$

где f — произвольная метеорологическая величина. Совокупность значений метеорологической величины во всем пространстве (или ограниченной области его) называют полем этой величины. Для характеристики пространственного распределения метеорологических величин в фиксированный момент времени вводится понятие эквискалярной поверхности, в каждой точке которой, согласно определению, метеорологическая величина сохраняет постоянное значение

$$f(x, y, z) = C, \quad (2)$$

где C — величина, постоянная для данной эквискалярной поверхности. Эта постоянная различна для разных поверхностей. Эквискалярные поверхности метеорологических величин носят следующие названия: в случае давления — изобарические, температуры — изотермические, плотности — изопикнические. Кривые пересечения эквискалярных поверхностей с любой другой поверхностью (в частности, с поверхностью уровня моря) называют изолиниями величины f . Применительно к давлению это изобары, к температуре — изотермы.

Количественной мерой изменения метеорологической величины в пространстве служит градиент этой величины. Градиентом ($\text{grad } f$) величины f называют вектор, который по направлению совпадает с нормалью N к эквискалярной поверхности (положительное направление — в сторону уменьшения f), а по модулю равен производной от f по N с обратным знаком:

$$|\text{grad } f| = -\frac{df}{dN}. \quad (3)$$

Проекция градиента величины f на любое направление l равна частной производной (с обратным знаком) от f по l :

$$\text{grad}_l f = -\frac{\partial f}{\partial l}. \quad (4)$$

Проекции градиента на оси координат x, y, z равны $-\frac{\partial f}{\partial x}, -\frac{\partial f}{\partial y}, -\frac{\partial f}{\partial z}$.

Наибольший интерес представляют горизонтальная и вертикальная проекции $\text{grad } f$

$$\text{grad}_n f = -\frac{\partial f}{\partial n}, \quad \text{grad}_z f = -\frac{\partial f}{\partial z}, \quad (5)$$

где n — нормаль к изолиниям величины f на уровенной поверхности (изобарам или изотермам). Горизонтальную и вертикальную проекции градиента принято называть соответственно горизонтальным и вертикальным градиентами. Поскольку нормаль n направлена в сторону убывания f , то горизонтальный градиент всегда положителен:

$-\frac{\partial f}{\partial n} > 0$. Вертикальный градиент может быть как положительным, так

и отрицательным, поскольку ось z всегда направлена по вертикали вверх. Существует общее правило: если величина f убывает с высотой,

то вертикальный градиент ее положителен ($-\frac{\partial f}{\partial z} > 0$); если величина f

возрастает с высотой, то вертикальный градиент этой величины

отрицателен ($-\frac{\partial f}{\partial z} < 0$).

На практике при расчете градиентов истинные производные от метеорологических величин заменяют отношением конечных разностей

$$-\frac{df}{dN} = -\frac{\Delta f}{\Delta N}, \quad -\frac{\partial f}{\partial N} = -\frac{\Delta f}{\Delta n}, \quad -\frac{\partial f}{\partial N} = -\frac{\Delta f}{\Delta z}, \quad (6)$$

где Δf — приращение величины f , соответствующее увеличению расстояний вдоль нормалей на ΔN и Δn и по высоте на Δz . Обозначим вертикальный и горизонтальный градиенты давления через G_1 и G_2

$$G_1 = -\frac{\partial p}{\partial z}, \quad G_1 = -\frac{\Delta p}{\Delta z}, \quad (7)$$

$$G_2 = -\frac{\partial p}{\partial n}, \quad G_2 = -\frac{\Delta p}{\Delta n}. \quad (8)$$

На синоптических картах изобары проводят через 5 гПа, $\Delta p = -5$ гПа, если Δn — расстояние по нормали между изобарами, проведенными через 5 гПа, то формула (8) принимает вид $G_2 = 5/\Delta n$. Горизонтальный градиент давления рассчитывают в гектопаскалях на 100 км (гПа/100 км). Значение G_2 в условиях атмосферы обычно колеблется от 1 до 5 гПа/100 км. Поскольку давление всегда падает с высотой, вертикальный градиент давления всегда положителен ($G_1 \geq 0$). В атмосфере G_1 в десятки и сотни тысяч раз больше G_2 , следовательно, давление с высотой изменяется быстрее, чем в горизонтальном направлении.

Горизонтальный и вертикальный градиенты температуры обозначаются $\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial n}$ и $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$. Горизонтальный градиент температуры Γ рассчитывается в градусах Цельсия на 100 км и составляет несколько градусов. Вертикальный градиент температуры колеблется в атмосфере в широких пределах, может быть и положительным, и отрицательным.

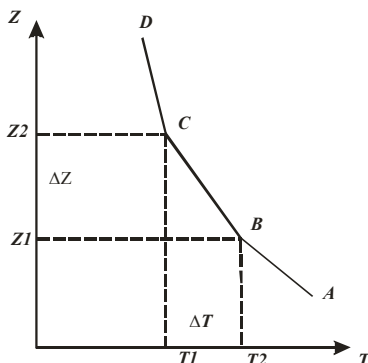


Рис. 3. Кривая распределения температуры по высоте, кривая стратификации

На практике γ рассчитывают для слоев по формуле $\gamma = -\frac{\Delta T}{\Delta z}$, где $\Delta T =$

$T_2 - T_1$, $\Delta z = z_2 - z_1$ — приращения температуры и высоты, T_1 — температура на высоте z_1 , T_2 — температура на высоте z_2 (рис. 1). Если $\gamma > 0$, то температура в данном слое понижается с высотой ($T_2 < T_1$), если $\gamma = 0$, то температура постоянна (изотермия); если $\gamma < 0$, то температура повышается с высотой (инверсия температуры). Кривую распределения температуры по высоте, или кривую стратификации, строят по данным измерений с помощью радиозонда, нанося на график точки A, B, C, D и др. (рис. 3). Закономерности хода температуры между точками неизвестны, поэтому предполагается, что температура между ними изменяется линейно, соединяя их на графике, получают кривую стратификации.

Глава 1. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

1.1. Изменение газового состава атмосферного воздуха с высотой. Атмосферные аэрозоли

Газовый состав нижней атмосферы. Атмосфера представляет собой механическую смесь многих газов, называемую воздухом. Современный состав атмосферного воздуха Земли 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 выросла производственная деятельность человека. Основными газами, входящими в состав атмосферы, являются азот N_2 , кислород O_2 , аргон Ar . Реальная атмосфера содержит три важных переменных компонента — водяной пар, озон и углекислый газ, наибольшей изменчивостью в атмосфере обладает водяной пар. Их значение определяется тем, что они оказывают существенное влияние на температурный режим поверхности Земли и атмосферы. Углекислый газ является важной частью питания растений и поступает в атмосферу при горении, дыхании, а расходуется в процессе усвоения растениями. В небольшом количестве в воздухе содержится гелий, неон, криптон, ксенон, водород и ряд других газов. Перечисленные газы всегда сохраняют газообразное состояние в атмосфере не только у земной поверхности, но и в высоких слоях. Процентный состав сухого воздуха у земной поверхности постоянен, меняется только содержание углекислого газа. В настоящее время в атмосферу поступает большое количество газов, которых не было в ее составе, например фреоны. Характерная особенность земной атмосферы — малое содержание и легких (H_2 , He , CH_4), и тяжелых (Kr , Xe) газов. В воздухе, не содержащем водяной пар (сухой), на долю азота, кислорода и аргона приходится 99,96% объемного содержания, на долю остальных газов — 0,04%. В состав сухого воздуха у поверхности Земли входят газы:

Газ	Объемное содержание, %
Азот (N_2)	78,084
Кислород (O_2)	20,946
Аргон (Ar)	0,934
Углекислый газ (CO_2)	0,033
Неон (Ne)	$1,818 \cdot 10^{-3}$
Гелий (He)	$5,239 \cdot 10^{-4}$
Криптон (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$
Водород (H_2)	$5 \cdot 10^{-5}$
Ксенон (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$
Озон (O_3)	$10^{-6} - 10^{-5}$

Все газы и примеси, составляющие атмосферу, можно разбить на 5 групп: основные газовые составляющие, малые газовые составляющие, ненасыщенные и неустойчивые молекулы и атомы (свободные радикалы), аэрозоли и антропогенные примеси. Деятельность человека увеличивает содержание CO_2 и других газообразных примесей, таких как:

Газ	Объемное содержание, %
Метан (CH_4)	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Оксись углерода (CO)	от 0 до следов
Сернистый газ (SO_2)	$0-10^{-4}$
Оксид азота (N_2O)	$5 \cdot 10^{-5}$
Двуокись азота (NO_2)	$0-2 \cdot 10^{-6}$
Радон (Rn)	$6 \cdot 10^{-18}$
Иод (I_2)	$0-10^{-6}$

Атмосферный воздух у земной поверхности является влажным, т.е. в его состав обязательно входит водяной пар (вода в газообразном состоянии). Содержание водяного пара в воздухе меняется в значительных пределах — от сотой доли до нескольких процентов, так как в условиях атмосферы водяной пар может переходить в жидкое и твердое состояние, поступать в атмосферу вновь вследствие испарения. Воздух без водяного пара называют сухим. Сухой воздух примерно в 800 раз легче воды и 1 м^3 весит при нормальных условиях ($t^\circ = 0^\circ$, $P = 1013,3 \text{ гПа}$) 1,293 кг, теплоемкость при постоянном давлении в 4 раза меньше теплоемкости воды.

Водяной пар. Основным источником водяного пара в атмосфере является поверхность океана, с которой испаряется $5,05 \cdot 10^8$ млн т воды в год. Процентное содержание водяного пара во влажном воздухе у земной поверхности составляет от 0,2% в полярных широтах до 2,5% у экватора, из-за этого становится переменным и процентное соотношение других газов во влажном воздухе. Чем больше в воздухе водяного пара, тем меньшая часть его объема приходится на постоянные газы при тех же давлении и температуре. В атмосфере возможны случаи, когда водяной пар содержится в предельно возможном количестве (при данной температуре), такое состояние называют насыщением, а водяной пар и воздух — насыщенными. Состояние насыщения достигается при понижении температуры воздуха, если это состояние достигнуто, то при следующем понижении часть водяного пара становится избыточной и конденсируется, переходит в жидкое или твердое состояние (водяные капли, ледяные кристаллы). Образуются облака или выпадают осадками, из-за чего содержание водяного пара в атмосфере переменное. Водяной пар погло-

щает длинноволновую инфракрасную радиацию, которую излучает земная поверхность и сам излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности, что уменьшает ночное охлаждение поверхности. На испарение воды с поверхности затрачивается большое количество тепла; при конденсации водяного пара в атмосфере тепло отдается воздуху. Облака, возникающие в результате конденсации, отражают и поглощают солнечную радиацию. Размеры капель облаков составляют от единиц до десятков микрометров в диаметре. В каждом кубическом сантиметре облачного воздуха содержится несколько десятков или сотен капель, на один кубический метр облачного воздуха приходится доли грамма жидкой воды. Кристаллы в облаках также малы в диаметре, поэтому долго удерживаются в атмосфере во взвешенном состоянии вследствие сопротивления воздуха и его восходящих движений. Когда капли и кристаллы обнаруживаются у земной поверхности, их называют туманом. В облаках происходит укрупнение облачных элементов, и после достижения определенного размера они выпадают в виде осадков (дождя, снега). Облака наблюдаются на разных высотах до 15 км, с высотой водность облаков (содержание жидкой воды на единицу объема) убывает, существуют и легкие облака на высотах 20–25 км (перламутровые), 75–90 км (серебристые).

Главные малые газовые составляющие атмосферы. В атмосфере в небольшом количестве присутствуют малые газовые составляющие. Они активны в разных химических реакциях, поглощают инфракрасную радиацию и играют роль в изменении климата. Озон (O_3) образуется при соединении молекул кислорода с атомами кислорода, его основная часть находится в стратосфере. Максимальная концентрация озона в тропиках наблюдается на высоте 24–27 км, в умеренных широтах — 19–21 км, в полярных — 13–15 км, на больших высотах его содержание быстро убывает. Общее содержание O_3 в столбе атмосферы эквивалентно 0,20–0,65 см (приведенная толщина) слоя озона, зависит от сезона, места, воздушных течений. Общее содержание озона в умеренных и высоких широтах имеет выраженный годовой ход с максимумом весной и минимумом осенью, в тропиках он слабо выражен. В Северном полушарии большие концентрации озона отмечаются над районом магнитного полюса в Канадском арктическом архипелаге и в области Восточно-Сибирской магнитной аномалии, в Южном полушарии — в Антарктиде, в районе южного магнитного полюса (станция Восток). Поглощая радиацию с длинами волн 0,15–0,29 мкм, озон предохраняет от нее живые организмы, при этом он повышает температуру этого

слоя атмосферы. Концентрация диоксида углерода (CO_2) составляет около 0,032%, существует тенденция роста, связанная с антропогенными воздействиями. Он играет важную роль в радиационном балансе и изменчивости климата Земли, влияет на вегетацию растений. Мощный источник CO_2 в атмосфере – вулканы, а также лесные пожары, промышленные объекты, транспорт. Глобальный сток углекислого газа обеспечивает биосфера (особенно биосфера океана). В тропосфере содержится около $23 \cdot 10^{12}$ т диоксида углерода, в деятельном слое океана — около $27 \cdot 10^{12}$ т и в глубинных водах — около $330 \cdot 10^{12}$ т. За год из атмосферы в океан переходит $26,8 \cdot 10^9$ т и возвращается обратно около $24,7 \cdot 10^9$ т CO_2 , часть углекислоты осаждается в виде остатков жизнедеятельности. Метан (CH_4) — газ органического происхождения, концентрация которого в тропосфере медленно (на 1,5% в год) увеличивается. Выше тропопаузы его содержание быстро убывает в результате окисления и участия в реакциях с другими газовыми составляющими. Источниками метана являются биосфера и литосфера, вклад в биологическое образование метана вносит деятельность бактерий, поэтому большое количество метана образуется в болотах, прудах. Поглотители метана — сухие почвы, основным стоком в атмосфере является реакция с гидроксидом OH , остальное накапливается в атмосфере. Оксид углерода (CO) имеет как антропогенное, так и органическое (морское) происхождение. Влияние оксида углерода на химию тропосферы и стратосферы очень важно, так как его увеличение ведет к снижению содержания гидроксила, что способствует повышению содержания большого класса веществ, для которых стоком являются реакции с гидроксидом. Существенным стоком CO является реакция с гидроксидом. Закись азота (N_2O) образуется в процессах с участием бактерий (нитрификация почв), биосфера — основной источник ее появления, скорость образования — от 10 до 50 млн т/год, содержание увеличивается на 0,3% в год. N_2O присутствует в тропосфере и проникает в нижнюю стратосферу.

Состав воздуха высоких слоев атмосферы. В конце 19 в. Дж. Дальтоном был сформулирован закон, согласно которому каждый газ распределяется в пространстве независимо от присутствия других газов. Общее давление смеси газов P равно сумме парциальных давлений отдельных газов P_i ,

$$P = \sum_{i=1}^n P_i .$$

В применении к атмосфере (неподвижной) это означает, что каждый i -й газ, ее составляющий, должен образовывать свою собственную атмосферу и доля легких газов возрастать с высотой. Если перемешивание воздуха по вертикали отсутствует (неподвижная атмосфера), то распределение давления i -го газа может быть рассчитано с помощью барометрической формулы, согласно которой давление более тяжелых газов должно убывать с высотой быстрее, чем давление более легких. Следовательно, на больших высотах должны преобладать легкие газы, в чем состоит идея гравитационного разделения газов. Однако данные наблюдений свидетельствуют о неизменности газового состава воздуха в нижнем 100-километровом слое атмосферы, очевиден факт отсутствия разделения газов в пределах нижних 95 км, этот слой атмосферы получил название гомосферы. В ней состав воздуха мало меняется с высотой (кроме CO_2 , O_3 , водяного пара). Выше этого слоя начинается расслоение газов по плотности, которое увеличивается с высотой. Процесс разделения газов осложняется диссоциацией молекул на атомы под действием коротковолнового (ультрафиолетового) солнечного излучения. Процесс превращения O_2 в атомарный начинается уже на высоте 20 км, на высотах же 90–100 км достигает максимума. На высоте 200 км число атомов кислорода равно числу молекул кислорода. Образующийся атомарный кислород — наиболее важный свободный радикал в атмосфере. Атомы кислорода способствуют образованию молекул озона, окислению ряда малых газовых составляющих. При возбуждении атомов кислорода электронами солнечного ветра они высвечиваются, например, в виде полярных сияний. При диссоциации молекул воды радиацией с длиной волны (λ) менее 0,18 мкм образуется гидроксил (ОН), ночью концентрация его убывает (зимой она выше, чем летом). Возбужденные молекулы ОН создают свечение ночного неба на высоте 80 км. В такой же концентрации в атмосфере имеется и пергидроксил HO_2 , он способствует разрушению метана, озона, аммиака, диоксида серы, сероводорода. В слое 100–200 км преобладающим газом остается молекулярный азот, диссоциация которого начинается на высоте 220 км. С высотой в атмосфере происходят изменения и в содержании других газов: в нижних слоях аргона содержится в 1700 раз больше, чем гелия, а выше 200 км аргон отсутствует, 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 важен процесс ускользания легких газов из земной атмосферы в мировое пространство. Таким образом, вся внешняя часть атмосферы

(выше 90–100 км) характеризуется непрерывным изменением состава как по слоям, так и во времени вследствие фотодиссоциации газовых молекул и приближения к условиям диффузного равновесия, эта часть атмосферы называется гетеросферой. Известную роль в изменении состава играет процесс гравитационного разделения газов, согласно теории время разделения молекулярного азота и атомного кислорода до 80% на высоте 250 км составляет 17 ч, на высоте 300 км — 8 ч, на высоте 350 км — 3,7 ч. Процентное содержание водяного пара в воздухе изменяется с высотой, упругость и плотность водяного пара убывают с высотой быстрее, чем упругость и плотность остальных газов воздуха. Общая плотность воздуха становится вдвое меньше, чем у земной поверхности, на высоте более 5 км, а плотность водяного пара в среднем убывает вдвое в свободной атмосфере на высоте 1,5 км и в горах на высоте 2 км. Поэтому и процентное содержание водяного пара в воздухе убывает с высотой. На высоте 5 км упругость водяного пара и, следовательно, его содержание в воздухе в десять раз меньше, чем у земной поверхности, а на высоте 8 км — в сто раз меньше. Таким образом, выше 10–15 км содержание водяного пара в воздухе очень мало. В настоящее время для изучения состава воздуха применяются метеорологические ракеты, спутники и твердо установлен факт постоянства атмосферного воздуха по вертикали и горизонтали, что поддерживается его перемешиванием. Приведем данные о содержании (%) основных газов:

Высота, км	N ₂	O ₂	Ar
60–65	80	19,0	0,91
75–80	78	21,0	0,93
80	78	21,4	0,88
82–85	77	21,3	0,82
85	78	21,0	0,88
95	77	21,5	0,76

В свободной атмосфере главную роль в возникновении перемешивания играет динамический фактор — изменение скорости ветра с высотой, а в выравнивании состава атмосферы — горизонтальное крупномасштабное перемешивание. Приведем сведения об изменении с высотой числа частиц ($10^{10}n$) некоторых газов в 1 см³ воздуха и температуры:

Газы	Высота, км														
	100	110	120	130	140	150	160	170	180	190	200	210			
N ₂	740	170	48	17	7,6	3,6	1,9	1,1	0,73	0,50	0,33	0,23			
O ₂	180	40	11	3,8	1,6	0,73	0,36	0,21	0,13	0,08	0,05	0,03			
O	68	21	7,9	3,5	1,9	1,1	0,65	0,44	0,32	0,25	0,19	0,15			
T, К	215	265	325	395	490	600	715	785	825	860	895	925			

На 200 км концентрация атомного кислорода сравнима с концентрацией азота. Концентрация молекулярного кислорода составляет малую часть концентрации атомного кислорода. Сведения о составе воздуха на высотах более 200 км получают измерением состава заряженных частиц (ионов). Основным ионом слоя *D* с высоты 90 км является положительный ион окиси азота (NO^+), днем в этом слое образуется большое число ионов молекулярного кислорода O_2^+ . В слое 100–150 км ионосферу составляют три газа: атомный (O^+) и молекулярный (O_2^+) кислород, окись азота (NO^+). На высотах более 150 км быстро растет относительное число ионов O^+ , которые становятся преобладающими на высотах более 200 км. Начиная с высоты 250–300 км, в составе ионосферы появляются ионы атомного азота (N^+), концентрация которых на высоте 800–900 км достигает 7–9 % концентрации ионов O^+ . Число ионов в слое 100–1000 км заключено в интервале 10^5 – 10^6 частиц в 1 см^3 . На долю ионов на высотах до 800–900 км приходится только небольшая часть общего числа газовых частиц: на высоте 300 км — около 0,1 %, на высоте 800 км — меньше 10 %. Только на высотах более 2000–3000 км большинство газовых частиц, по всей вероятности водородных атомов, ионизовано. Такая сильно разреженная (около 1000 частиц в 1 см^3) ионосфера простирается до высоты 20–30 тыс. км, где постепенно переходит в межпланетный газ с числом частиц около 100 в 1 см^3 . Процесс гравитационного разделения препятствует появлению в больших количествах тяжелых молекул азота, следовательно, преобладающий газ в слое 300–1000 км — атомный кислород (O) с небольшим количеством атомов азота. Таким образом, абсолютное содержание всех атмосферных газов убывает с высотой.

Атмосферные аэрозоли. Это твердые и жидкие мелкие частицы, взвешенные в воздухе, разнообразного состава, размеров и свойств (капли и кристаллы облаков, пыль с поверхности Земли, вулканическая, метеорная, частицы солей морской воды, сажи). Скорость их оседания мала, поэтому они участвуют в химических реакциях с малыми газовыми составляющими и радикалами. Атмосферный аэрозоль является продуктом сложной совокупности химических и физических процессов, химический состав и физические характеристики очень изменчивы. Атмосферный аэрозоль в зависимости от его состава или источников можно разделить на типы: аэрозоли природного происхождения — продукты испарения морских брызг, минеральная пыль, вулканический аэрозоль, частицы биогенного происхождения, продукты природных газофазных реакций (сульфаты, возникающие за счет восстановленной серы, поступающей

с поверхности океана) и др.; аэрозоли антропогенного происхождения — промышленные выбросы частиц. Основными аэрозолями нижней атмосферы являются частицы почвенного происхождения и океанического — твердые и жидкие частицы малых размеров (от долей до десятков микрометров), содержащиеся в атмосфере над океаном. Значительная масса аэрозолей — продукт газовых примесей, попадающих в атмосферу. Основными составляющими газового загрязнения атмосферы являются сернистый газ 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, особенно SO_2 и оксидов азота с кислородом, водяным паром, под влиянием фотохимических реакций образуются вещества, которые переходят в твердое или жидкое состояние. Поступление в атмосферу твердых аэрозолей естественного происхождения составляет 1280 ± 885 млн т в год, антропогенного — 50 ± 40 млн т в год, 95% частиц имеют радиус менее 5 мкм. Удаляются аэрозоли при выпадении осадков, присоединяясь к каплям воды или снежинкам. Существует тропосферный и стратосферный аэрозоль. В тропосфере с высотой число взвешенных частиц быстро убывает: на высоте 5–10 км их всего десятки в 1 см^3 . Однако в стратосфере существует второй максимум аэрозолей — стратосферные аэрозоли. Они более равномерно распределены и более однородны по составу, образуются в самой стратосфере в результате окисления некоторых газов, содержащих серу, и формируют слой Юнге толщиной около 10 км с нижней границей примерно на уровне тропической тропопаузы и на 2–4 км выше уровня полярной тропопаузы. В столбе, равном 1 см^2 атмосферы, содержится 10^8 – 10^9 аэрозольных частиц, общий их вес в атмосфере 10^8 т. От количества и рода аэрозольных примесей зависят явления поглощения и рассеяния радиации в атмосфере, ее прозрачность для радиации. Наиболее крупные аэрозольные частицы, обладающие гигроскопическими свойствами, являются ядрами конденсации. Содержание в атмосфере аэрозолей естественного происхождения больше, чем техногенных. Но на отдельных промышленных территориях техногенные (антропогенные) аэрозоли могут превышать содержание природных. Антропогенные аэрозоли часто образуются в результате прямого синтеза на промышленном производстве, при выбросах в атмосферу и последующих физико-химических превращениях, например, фотохимические смоги. Аэрозоли определяют условия переноса радиации в атмосфере, оказывают влияние на формирование климата Земли и отдельных частей. Под

аэрозолем понимают не всю систему воздух—частицы, а только взвешенные в воздухе жидкие и твердые частицы. Естественные аэрозоли представляют собой кристаллы или частицы твердых веществ.

Размеры аэрозольных частиц колеблются в пределах от легких ионов до капель воды. Распространена классификация, предложенная Юнге, где выделены три радиуса частиц: менее 10^{-7} м — ядра Айткена; от 10^{-7} до 10^{-6} м — большие; более 10^{-6} м — гигантские. Источниками естественных аэрозолей являются океаны, космическая пыль, частицы почвы, горных пород, органические вещества (пыльца растений, споры, бактерии), частицы дыма (лесные, торфяные пожары), продукты вулканических извержений. Капли образуются при сдувании ветром брызг с гребней волн, при выпадении на водную поверхность осадков, в прибойной зоне побережий. Над океанами концентрация аэрозольных частиц достигает 100 см^{-3} , чаще 1 см^{-3} , морские аэрозоли — это кристаллы хлорида натрия (гигроскопичны, образуют капли), но в них присутствуют карбонаты, сульфаты, калий, магний и кальций, ряд органических соединений. Важным источником аэрозолей являются вулканы, но их вклад изменяется во времени и пространстве. Вулканические аэрозоли представляют собой тонко измельченную лаву или капли серной кислоты, содержащей растворы сульфатов, галогенидов, следы никеля и хрома. Значительная часть аэрозолей поступает в атмосферу с поверхности почвы и скальных пород. Степные, лесные пожары являются еще одним важным источником тропосферных аэрозолей. Зола, выбрасываемая при пожарах в атмосферу, состоит из неорганических веществ, минералов, присутствуют частицы углерода, не сгоревшие смолистые вещества. Метеорная пыль состоит из субмикронных частиц межпланетного пространства, достигающих земной поверхности и затвердевших после сгорания метеоров, капель, достигающих тропосферы.

Частицы биологического происхождения (споры грибов, пыльца, бактерии) имеют диаметр более 10^{-6} м. Аэрозоли техногенного происхождения составляют примерно 20% от естественного содержания аэрозолей, образуются при сжигании твердого и жидкого топлива, их пространственное распределение неравномерно. В районах максимальных выбросов техногенных примесей образуются смоги (дымные и фотохимические). Приведем концентрацию атмосферных аэрозолей в городах:

Станция	Концентрация, мкг/м ³	Органические соединения, %	Сульфаты, %	Нитраты, %
г. Москва	164	8,7	14,0	1,3
Лос-Анджелес	213	14,2	7,5	4,4

Дымные смоги образуются в результате смешения аэрозольных частиц, возникающих при сжигании топлива в промышленных зонах, с продуктами конденсации водяного пара. Сернистые соединения, содержащиеся в значительных концентрациях в дымах промышленных предприятий, использующих уголь, в реакциях с атмосферной влагой образуют жидкие аэрозоли в виде серной и сернистой кислот. Более сложные реакции происходят при фотохимических смогах. Основная часть аэрозолей представляет собой капли, состоящие из сильно загрязненной воды, содержащей водонерастворимые органические соединения, способные сохраняться в воздухе даже при низкой относительной влажности.

Стратосферные аэрозоли. Проникают в стратосферу в результате вулканических извержений, появления ядер конденсации при развитии кучево-дождевых облаков, вершины которых пробивают тропопаузу. Вклад в формирование стратосферных аэрозолей вносят высотная авиация, запуски ракет, спутников. Возрастание количества серосодержащих стратосферных аэрозолей ведет к увеличению планетарного альбедо Земли, понижению глобальной температуры. Для изучения аэрозоля в верхних слоях атмосферы применяют лазерное, лидарное зондирование, измерения с аэростатов, самолетов, метеорологических спутников, ракет. Результаты исследований стратосферного аэрозоля показали, что он состоит из разбавленной серной кислоты с малым количеством других веществ, содержание метеоритного вещества составляет 10%.

Время жизни аэрозолей в атмосфере. Выведение аэрозолей из атмосферы происходит в процессе атмосферной конвекции, внутриоблачного и подоблачного вымывания, инерционного осаждения частиц. Под существованием (временем жизни) аэрозолей понимается отрезок времени, за который его концентрация снижается в n раз. Размеры аэрозольных частиц в тропосфере различаются на несколько порядков и механизм удаления из атмосферы различен. Он определяет время жизни и распределение аэрозолей по размерам. Наиболее мелкие частицы (ядра Айткена) выводятся из атмосферы за счет коагуляции и диффузионного осаждения, крупные выпадают в процессе седиментации. Важным механизмом выведения аэрозольных частиц из тропосферы является разномасштабная конвекция. В процессе развития конвективных движений аэрозоли переносятся из нижних слоев атмосферы в верхние, вовлекаются выше уровня конденсации в облачные слои, где происходит их абсорбция водяными каплями или вымывание. Подоблачное вымывание происходит при захвате аэрозолей падающими каплями или снежинками. Химический

состав осадков характеризует качественный и количественный состав аэрозолей. Осаждение на препятствиях земной поверхности также является важным механизмом выведения примесей из атмосферы. В тропосфере время жизни аэрозолей составляет месяц, на высоте 20 км — 1–2 года, 50 км — 5–10 лет.

1.2. Уравнение состояния сухого и влажного воздуха. Виртуальная температура, характеристики влажности

Уравнение состояния сухого воздуха. Состояние каждого из атмосферных газов характеризуется значениями температуры, давления и плотности (или удельного объема). Величины связаны между собой уравнением, которое называется уравнением состояния газа. Для каждого газа существует критическая температура $T_{кр}$, если температура газа выше критической, то ни при каком давлении газ не может быть переведен в жидкое или твердое состояние, при $T > T_{кр}$ возможно только газообразное состояние вещества. Критические температуры атмосферных газов имеют следующие значения:

Газ	He	H ₂	N ₂	O ₂	CO ₂	H ₂ O
$T_{кр}, ^\circ\text{C}$	-268	-240	-147	-119	31	374

Критические температуры всех атмосферных газов, кроме углекислого и водяного пара, очень низкие. Температуры, которые наблюдаются в атмосфере на всех высотах, значительно выше критических температур этих газов. Хотя критическая температура углекислого газа выше, чем обычно наблюдаемые температуры воздуха, этот газ далек от состояния насыщения, так как его парциальное давление в условиях атмосферы мало.

По своим физическим свойствам газ тем ближе к идеальному, чем выше его температура по сравнению с критической, а также чем меньше его давление по сравнению с давлением насыщения. В условиях атмосферы основные газы, входящие в состав воздуха, ведут себя как идеальные, поэтому уравнение состояния i -го газа имеет вид уравнения состояния идеального газа:

$$p_i v_i = R_i T, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (1.2.1)$$

где p_i — парциальное давление; T — температура; v_i — удельный объем; R_i — удельная газовая постоянная i -го газа; n — число газов, составляющих механическую смесь.

Удельная газовая постоянная R_i связана с универсальной газовой постоянной $R^* = 8,31441 \cdot 10^3$ Дж/(кмоль·К) следующим соотношением:

$$R_i = \frac{R^*}{\mu_i}, \quad (1.2.2)$$

где μ_i — относительная молекулярная масса i -го газа. Согласно закону Дальтона, поведение каждого газа в механической смеси не зависит от присутствия других газов, а общее давление смеси равно сумме парциальных давлений

$$p = \sum_{i=1}^n p_i. \quad (1.2.3)$$

Пусть масса сухого воздуха равна единице, а масса i -го газа m_i . Тогда

$$v_i = \frac{v}{m_i}, \quad (1.2.4)$$

где v — удельный объем сухого воздуха. Подставляя v_i в формулу (1.2.1) и суммируя уравнения, получим

$$v \sum_{i=1}^n p_i = T \sum_{i=1}^n m_i R_i,$$

или, согласно (1.2.3),

$$pv = R_c T, \quad (1.2.5)$$

где R_c — удельная газовая постоянная сухого воздуха — равна

$$R_c = \sum_{i=1}^n m_i R_i. \quad (1.2.6)$$

Уравнение (1.2.5) и представляет собой уравнение состояния сухого воздуха, оно имеет тот же вид, что и уравнение состояния идеального газа. Удельная газовая постоянная воздуха определяется как среднее взвешенное из парциальных газовых постоянных. С учетом формулы (1.2.2) и данных о составе воздуха значение удельной газовой постоянной сухого воздуха соответствует $R_c = 287 \text{ м}^2/(\text{с}^2 \cdot \text{К}) = 287 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$.

Относительную молекулярную массу сухого воздуха получают при известных R_c и R^* по соотношению

$$\mu_c = \frac{R^*}{R_c} = 28,964, \quad (1.2.7)$$

где μ_c — кг/кмоль. Введем вместо удельного объема v в уравнение (1.2.5) плотность ρ , связанную соотношением $\rho = 1/v$, и оно примет вид

$$p = R_c \rho T. \quad (1.2.8)$$

При исследовании верхних слоев атмосферы получила распространение другая форма уравнения состояния. Если левую и правую части уравнения (1.2.5) умножить на μ_c , получим

$$p\mu_c v = \mu_c R_c N \quad \text{или} \quad pV = R^*T, \quad (1.2.9)$$

где $V = \mu_c v$ — объем моля воздуха. При постоянных p и T объем V , согласно (1.2.9), для всех газов одинаков. Например, при $T = 0^\circ\text{C}$ и $p = 1013,2$ гПа объем $V_o = 22,41$ м³/кмоль. Если разделить левую и правую части последнего уравнения на число молекул воздуха в одном моле N , получаем

$$p \frac{V}{N} = \frac{R^*}{N} T \quad \text{или} \quad p = k \frac{N}{V} T, \quad (1.2.10)$$

где
$$k = \frac{R^*}{N}, \quad (1.2.11)$$

так как число молекул в одном моле — число Авогадро — для всех газов одинаково ($N = 6,02 \cdot 10^{26}$ кмоль⁻¹), то величина k представляет собой универсальную постоянную Больцмана $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К. Следовательно, уравнение состояния воздуха, как и любого другого газа, можно записать еще в одном виде:

$$p = knT, \quad (1.2.12)$$

где $n = \frac{N}{V}$ — число молекул воздуха в 1 м³, которое, как следует из последней формулы, при фиксированных p и T одинаково для всех газов, $T = 0^\circ\text{C}$ и $p = 1013,2$ гПа, $n = 2,687 \cdot 10^{25}$ м⁻³. Из уравнений (1.2.8) и (1.2.12) следует

$$R_c \rho = \frac{R^*}{\mu_c} \rho = \frac{kN}{\mu_c} \rho = kn,$$

где
$$\rho = n \frac{\mu_c}{N} = nm, \quad (1.2.13)$$

$m = \frac{\mu_c}{N}$ — средняя масса молекулы воздуха.

Уравнение состояния влажного воздуха. Влажный воздух представляет собой механическую смесь сухого воздуха и водяного пара. Критическая температура водяного пара ($T_{кр} = 374$ °C) выше наблюдаемых в атмосфере, поэтому в реальных условиях атмосферы он может переходить в жидкое и твердое состояния — конденсироваться. Условие $T < T_{кр}$ необходимое, но недостаточное для перехода пара в жидкое и твердое состояние, и для начала

конденсации необходимо, чтобы водяной пар достиг состояния насыщения.

Наблюдаемые в атмосфере температуры ниже критической водяного пара и его физические свойства, возможно, отличаются от свойств идеального газа. Экспериментально установлено, что физические свойства водяного пара близки к свойствам идеального газа, поэтому уравнение состояния водяного пара запишется как

$$ev_n = R_n T, \quad (1.2.14)$$

где e — парциальное давление водяного пара; v_n — удельный объем; R_n — удельная газовая постоянная водяного пара

$$R_n = \frac{R^*}{\mu_n} = \frac{8,314 \cdot 10^3}{18,015} = 461,5,$$

где R_n — Дж/(кг·К), $\mu_n = 18,015$ кг/кмоль — относительная молекулярная масса водяного пара. Как выполняется уравнение (1.2.14) для насыщенного водяного пара, показывают значения R_n , рассчитанные по этому уравнению на основе измеренных значений температуры T , давления насыщенного пара E и удельного объема v_n :

$T, ^\circ\text{C}$	0	10	20	30	40	100
$E, \text{гПа}$	6,11	12,27	23,37	42,43	73,77	1013,2
$v_n, \text{м}^3/\text{кг}$	206,3	106,4	55,84	32,93	19,55	1,67
$R_n, \text{Дж}/(\text{кг}\cdot\text{К})$	461,3	461,1	461,0	460,6	460,3	451,3

Водяной пар по своим свойствам отличается от идеального газа, но в пределах 0–40°C его значение совпадает с теоретическим 461 Дж/(кг·К). Следовательно, в данном интервале температур уравнение (1.2.14) является уравнением состояния как ненасыщенного, так и насыщенного водяного пара.

Для вывода уравнения состояния влажного воздуха выделим в атмосфере 1 г влажного воздуха, в нем содержится s г водяного пара и $(1 - s)$ г сухого воздуха, обозначим через v_n , v_c и v удельные объемы водяного пара, сухого и влажного воздуха. Сухой воздух и водяной пар равномерно распределяются по всему объему влажного воздуха и полностью его занимают, удельные объемы водяного пара и сухого воздуха равны

$$v_n = \frac{v}{s}, \quad v_c = \frac{v}{1-s}. \quad (1.2.15)$$

Обозначим p — общее давление; T — температура, одинаковая для водяного пара, сухого и влажного воздуха; e — парциальное давление водяного пара; $(p - e)$ — парциальное давление сухого воздуха. Состояние водяного пара выражает уравнение (1.2.14), а уравнение состояния сухой части воздуха имеет вид

$$(p - e)v_c = R_c T. \quad (1.2.16)$$

Составим отношение

$$\frac{R_n}{R_c} = \frac{\mu_c}{\mu_n} = \frac{28,96}{18,015} = 1,608, \quad R_n = 1,608R_c, \quad R_c = 0,622R_n. \quad (1.2.17)$$

Подставим в уравнения (1.2.14) и (1.2.16) значения удельных объемов из (1.2.15) и удельной газовой постоянной водяного пара (1.2.17):

$$e\left(\frac{v}{s}\right) = 1,608R_c T, \quad ev = 1,608R_c s T, \quad (1.2.18)$$

$$(p - e)\frac{v}{1 - s} = R_c T, \quad (p - e)v = R_c (1 - s)N. \quad (1.2.19)$$

Сложив уравнения, получим уравнение состояния влажного воздуха

$$pv = R_c T(1 + 0,608s), \quad (1.2.20)$$

ему можно придать два вида в зависимости от того, отнесен ли множитель $(1 + 0,608s)$ к удельной газовой постоянной R_c или к температуре T . Если ввести удельную газовую постоянную влажного воздуха $R = R_c(1 + 0,608s)$, то уравнение (1.2.20) примет вид

$$pv = RT, \quad (1.2.21)$$

где R — величина переменная, зависящая от влажности воздуха s . Множитель $(1 + 0,608s)$ чаще относят к температуре, вводя понятие виртуальной температуры

$$T_v = T(1 + 0,608s). \quad (1.2.22)$$

Виртуальную температуру можно представить в виде суммы $T_v = T + \Delta T_v$, где ΔT_v — виртуальный добавок, а из сравнения последнего выражения с уравнением (1.2.22) следует

$$\Delta T_v = 0,608sT \approx 0,378T \frac{e}{p}. \quad (1.2.23)$$

Когда водяной пар находится в состоянии насыщения, то ΔT_v при данных T и p достигает наибольшего значения $\Delta T_{vm} = 0,378T \frac{E(T)}{p}$,

которое при фиксированном p является функцией только температуры. При $p = 1000$ гПа максимальный виртуальный добавок ΔT_{vm} имеет значения:

T°, C	-40	-30	-20	-15	-10	-5	0
$\Delta T_{vm}, ^\circ\text{C}$	0,01	0,03	0,12	0,19	0,3	0,4	0,6
T°, C	10	15	20	25	30	35	40
$\Delta T_{vm}, ^\circ\text{C}$	1,3	1,9	2,6	3,6	4,9	6,6	8,9

С введением виртуальной температуры уравнение состояния влажного воздуха принимает вид

$$pv = R_c T_v, \quad (1.2.24)$$

если в последнее уравнение ввести плотность влажного воздуха $\rho = 1/v$, то уравнение состояния влажного воздуха принимает вид

$$p = R_c \rho T_v. \quad (1.2.25)$$

Из сравнения уравнений (1.2.25) и (1.2.8) следует, что при одинаковой температуре и давлении плотность влажного воздуха всегда меньше плотности сухого воздуха. Физически это объясняется тем, что в состав влажного воздуха входит более легкий по сравнению с сухим воздухом водяной пар, который вытесняет часть сухого воздуха.

Характеристики влажности. Водяной пар — это переменная составная часть атмосферы. Содержание водяного пара в атмосфере оценивается с помощью характеристик влажности воздуха, или гигрометрических величин, к которым относятся давление водяного пара, абсолютная и относительная влажность, массовая доля водяного пара, отношение смеси, точка росы и дефициты давления и точки росы.

Парциальное давление водяного пара e (давление водяного пара).

При данной температуре давление водяного пара не может превышать некоторое предельное значение E , называемое *давлением насыщения* или *давлением насыщенного водяного пара*. Давление насыщения зависит от температуры, увеличивается с ее повышением.

Абсолютная влажность a — масса водяного пара в граммах в 1 м^3 влажного воздуха (г/м^3). Между абсолютной влажностью и плотностью водяного пара ρ_n существует простая связь: $a = 10^3 \rho_n$, если ρ_n — в кг/м^3 . Поскольку $\rho_n = 1/v_n$, то из уравнения (1.2.14) находим:

$$a = 217 \frac{e}{T}, \quad \text{или} \quad a = \frac{0,8e}{1 + \alpha t}, \quad (1.2.26)$$

где e — в гектопаскалях.

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

$$f = \frac{e}{E} 100\%. \quad (1.2.27)$$

Массовая доля водяного пара s (в дальнейшем будем называть долей водяного пара или долей пара (до недавнего времени ее называли удельной влажностью) — количество водяного пара в граммах в 1 г влажного воздуха. Для установления связи между e и s воспользуемся формулами (1.2.18) и (1.2.19). Получаем

$$s = \frac{0,622e}{p - 0,378e}. \quad (1.2.28)$$

При практических и некоторых теоретических расчетах слагаемым $0,378e$ можно пренебречь (по сравнению с p). Последнюю формулу (1.2.28) чаще используют в виде

$$s = \frac{0,622e}{p}, \quad (1.2.29)$$

где s — в промилле ($^0/_{00}$), т. е. масса пара в граммах в 1 кг влажного воздуха.

Отношение смеси r — отношение массы водяного пара в определенном объеме воздуха к массе сухого воздуха в том же объеме. Отношение смеси численно равно количеству водяного пара, приходящемуся на 1 г сухого воздуха. Поскольку $r = \frac{\rho_n}{\rho_c} = \frac{v_c}{v_n}$, где ρ_c —

плотность сухой части воздуха, из уравнений (1.2.14) и (1.2.15) получаем

$$r = \frac{0,622e}{(p - e)}. \quad (1.2.30)$$

Характеристики s и r связаны между собой соотношениями

$$s = \frac{r}{(1 + r)}, \quad r = \frac{s}{(1 - s)}. \quad (1.2.31)$$

Количественное различие между s и r мало. Формула (1.2.29) может быть использована для расчета как s , так и r .

Дефицит давления d — разность между давлением насыщенного водяного пара E при данной температуре и фактическим давлением пара e : $d = E - e$.

Точка росы τ — температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар при постоянных общем атмосферном давлении и массовой доле пара становится насыщенным по отношению к плоской поверхности воды. Точка росы служит характеристикой влажности воздуха, а не термического режима. При данной температуре воздуха точка росы в зависимости от фактического давления водяного пара может принимать различные значения. Если в некотором объеме воздуха при неизменном общем давлении (изобарический процесс) и постоянном давлении водяного пара температура понижается, то относительная влажность будет возрастать, так как с понижением температуры знаменатель дроби e/E уменьшается. Температура, при которой относительная влажность достигает 100%, и является точкой

росы, при этом $e/E(\tau) = 1$. Получаем следующую связь между давлением водяного пара и точкой росы: $e = E(\tau)$.

Дефицит точки росы Δ — разность между температурой воздуха T и точкой росы τ : $\Delta = T - \tau$.

Точка льда (иней) — это такая температура, при которой находящийся в воздухе водяной пар при неизменном атмосферном давлении и доле пара достигает состояния насыщения по отношению к плоской поверхности чистого льда.

1.3. Вертикальное деление атмосферы. Тропосфера, стратосфера, мезосфера

В атмосфере преобладает пространственное изменение метеорологических величин и особенно сильное по вертикали, например, температура, изменяется с высотой в сотни раз быстрее, чем по горизонтали. Исследуя, как меняются по вертикали температура, давление, плотность, состав, электрические свойства, и др. характеристики воздуха, атмосферу разделили на слои. Существует несколько признаков, на основании которых атмосферу делят на слои по вертикали: распределение температуры по высоте, состав атмосферного воздуха, наличие заряженных частиц, взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности, влияние атмосферы на летательные аппараты.

Атмосфера является газовой оболочкой Земли, имеющей неизменную массу, которая составляет $5,157 \cdot 10^{15}$ т, а масса Земли — $5,98 \cdot 10^{21}$ т. Вертикальная протяженность атмосферы составляет 70 тыс. км, четкой верхней границы атмосферы не существует, так как атмосфера постепенно переходит в межпланетную среду. Толщина всей атмосферы сравнима с размерами Земли, но большая часть ее массы сосредоточена в тонком слое, прилегающем к земной поверхности. Почти 50% массы атмосферы заключено в слое от земной поверхности до высоты 5 км, 75% — до высоты 10 км, 90% — 16 км, 95% — 20 км, 99 % — 30–35 км. Незначительная толщина основного по массе слоя атмосферы (по сравнению с горизонтальной протяженностью) приводит к тому, что вертикальные масштабы наблюдаемых в атмосфере явлений и процессов оказываются значительно меньше горизонтальных. Воздушные массы, циклоны, антициклоны, фронтальные поверхности занимают по горизонтали сотни и тысячи, а по вертикали единицы километров.

Вертикальное деление. Слои атмосферы, принципы деления атмосферы. Атмосфера неоднородна по своим физическим свойствам

по вертикали и горизонтали. Температура в тропосфере при подъеме на каждый километр понижается в среднем на $6,5^{\circ}\text{C}$, а в горизонтальном направлении на столько же изменяется только на расстоянии 500 км. При делении атмосферы на слои важным фактором атмосферы является неоднородность ее свойств по вертикали, существует 4 принципа деления в вертикальном направлении: термический режим атмосферы (распределение температуры по высоте); состав атмосферного воздуха и наличие заряженных частиц; характер взаимодействия атмосферы с земной поверхностью; влияние атмосферы на летательные аппараты. По характеру изменения температуры воздуха с высотой атмосфера делится на пять основных слоев (сфер): тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера и экзосфера. Экзосфера выделяется также по признаку распределения плотности, в этом слое плотность очень мала, молекулы и атомы переходят в межпланетную среду. Средние высоты границ основных и переходных слоев, их название представлены в табл. 1.3.1.

Таблица 1.3.1

Слои атмосферы		
Сферы (слои)	Средняя высота, км (границы)	Переходный слой
Тропосфера	0–11	—
Стратосфера	11–50	Тропопауза
Мезосфера	50–90	Стратопауза
Термосфера	90–450	Мезопауза
Экзосфера	> 450	Термопауза

В атмосфере наблюдаются отклонения от приведенных средних значений, например, высота тропопаузы изменяется от 8 до 18 км в зависимости от широты, времени года, метеорологической обстановки.

По составу воздуха атмосфера делится на гомосферу и гетеросферу. В первом из этих слоев, заключенном между земной поверхностью и уровнем 95 км, относительный состав основных газов (азота, кислорода, аргона) и относительная молекулярная масса воздуха практически не изменяются с высотой ($\mu = 28,9645$ кг/кмоль). В гетеросфере (более 95 км) наряду с молекулярным азотом N_2 и кислородом O_2 появляются атомные кислород O и азот N . Поэтому относительная молекулярная масса воздуха в гетеросфере уменьшается с высотой. По этому же признаку в атмосфере выделяют озоносферу (20–55 км), в которой сосредоточена основная масса озона. Начиная с высоты 50–60 км, в атмосфере резко увеличивается содержание заряженных частиц (ионов и электронов). Вследствие этого слой атмосферы, расположенный выше указанного уровня,

называется ионосферой. Внешняя часть атмосферы, где взаимные столкновения частиц редки и преобладающая их часть заряжена, составляет радиационный пояс Земли. В пределах радиационного пояса заряженные частицы совершают сложные колебательные движения вдоль силовых линий магнитного поля Земли и обладают значительной энергией. Граница радиационного пояса со стороны освещенной Солнцем части Земли в плоскости геомагнитного экватора лежит на расстоянии 12 радиусов Земли, в неосвещенной части — 10.

По взаимодействию атмосферы и земной поверхности атмосферу делят на пограничный слой (слой трения) и свободную атмосферу. В пограничном слое (1–1,5 км), где хорошо выражены суточные изменения метеорологических величин, на характер движения оказывают влияние земная поверхность и силы турбулентного трения. Внутри пограничного слоя выделяется приземный слой атмосферы (50–100 м от поверхности), в пределах которого сильно изменяются с высотой метеорологические величины. В свободной атмосфере (более 1,5 км) силами турбулентного трения можно пренебречь. В связи с запуском искусственных спутников Земли (ИСЗ) появилась проблема влияния атмосферы на полет, например, ИСЗ на различных высотах. По данному признаку атмосферу делят на плотные слои (атмосферу) и околоземное космическое пространство, нижняя граница которого располагается на высоте около 150 км. В пределах плотных слоев атмосферы сопротивление велико и спутник с выключенным двигателем не может совершить даже один оборот вокруг Земли, а выше 150 км время его существования превышает время, необходимое для совершения одного оборота.

Тропосфера, стратосфера, мезосфера. Атмосфера состоит из нескольких слоев (сфер), отличающихся один от другого по температурным и другим условиям. Ее условно делят на нижнюю (тропосфера и тропопауза), среднюю (стратосфера, стратопауза, мезосфера, мезопауза) и верхнюю (выше мезопаузы).

Тропосфера. Для тропосферы характерно, что температура с высотой падает в среднем на $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (в отдельных случаях температура по вертикали изменяется в широких пределах). В ней сосредоточена основная масса атмосферы — от 75% в умеренных и высоких широтах до 90% в низких. Тропосферу делят на несколько слоев: нижнюю, или пограничный слой атмосферы (от земной поверхности до высоты 1–1,5 км); среднюю (от 1–1,5 до 6–8 км); верхнюю (от 6–8 км до тропопаузы).

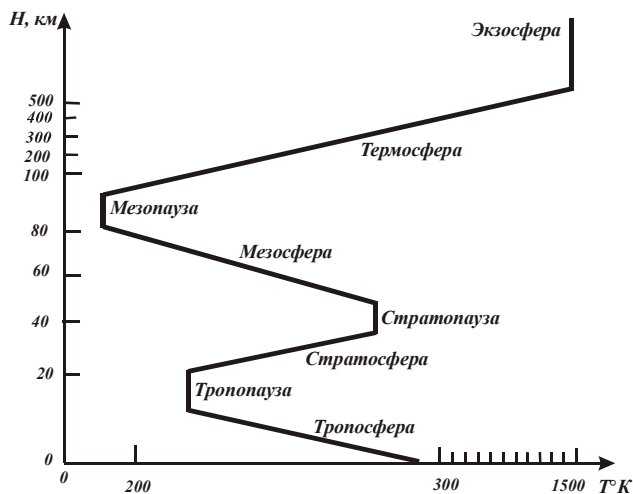


Рис. 1.3.1. Распределение температуры в атмосфере с высотой

В тропосфере (в переводе с греческого «тропос» — «вращаться», «перемешиваться») содержится почти весь водяной пар атмосферы, возникают облака, сильно развита турбулентность, особенно у земной поверхности. Высота, до которой простирается тропосфера, над определенным местом меняется каждый день. В среднем тропосфера простирается над полюсами до высоты около 9 км, над умеренными широтами — до 10–12 км и над экватором — до 15–17 км. Средняя годовая температура воздуха у земной поверхности около $+26^{\circ}\text{C}$ на экваторе и около -23°C на Северном полюсе. На верхней границе тропосферы над экватором средняя температура около -70°C , над Северным полюсом зимой около -65°C , а летом около -45°C . Давление воздуха на верхней границе тропосферы соответственно ее высоте в 5–8 раз меньше, чем у земной поверхности. Процессы, происходящие в тропосфере, имеют непосредственное значение для погоды у земной поверхности. Нижний пограничный слой атмосферы толщиной 1000–1500 м (в тропической зоне больше) называют планетарным пограничным слоем (ППС), или слоем трения, для которого определяющим фактором является турбулентное трение. В ППС происходит обмен импульсом, теплом и влагой между подстилающей поверхностью и атмосферой. Наиболее активно эти процессы протекают в нижней части ППС толщиной 30–50 м. Этот слой называют приземным (приводным) слоем. Тропопауза отделяет тропосферу от стратосферы. Это тонкий переходный слой толщиной

1–2 км, где падение температуры с высотой сменяется постоянством (изотермией). Границы тропопаузы слабо различимы. Чаще называют тропопаузой верхнюю поверхность тропосферы, на которой вертикальный температурный градиент убывает до $0,2^{\circ}\text{C}/100$ м или ниже. Зимой тропопауза ниже, чем летом, в циклонах она понижается, в антициклонах повышается. Вблизи тропопаузы формируются потоки воздуха в виде узких течений с очень большими скоростями ($150\text{--}300$ км/ч) — струйные течения.

Стратосфера. Слой атмосферы, характеризующийся замедленным понижением ($\gamma < 0,2^{\circ}\text{C}/100$ м), постоянством или повышением температуры с высотой, называется стратосферой. Над тропопаузой до высоты 50–55 км слой характеризуется тем, что температура в нем в среднем растет с высотой. В нижних слоях стратосферы (от тропопаузы примерно до 25 км) температура постоянна или медленно растет с высотой (зимой в полярных широтах она даже может слабо падать). Но выше происходит довольно быстрое возрастание температуры с высотой, приблизительно на $0,28^{\circ}\text{C}/100$ м. Изотермическое распределение температуры в стратосфере умеренных широт сохраняется до высоты около 25 км, выше — температура растет. Повышение температуры с высотой объясняется поглощением солнечной радиации озоном, сосредоточенным в стратосфере. Водяного пара в стратосфере ничтожно мало, но на высотах 20–25 км иногда наблюдаются очень тонкие, так называемые перламутровые облака. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются солнцем, находящимся под горизонтом, они состоят из переохлажденных водяных капель. Стратопауза разделяет стратосферу и мезосферу. Средняя температура стратопаузы около 0°C , однако возможны значительные отклонения — $\pm 20^{\circ}\text{C}$. Стратопауза имеет значительный наклон от полюса к экватору: зимой над полюсами высота стратопаузы около 57 км, над экватором — около 47 км. Зимой высота стратопаузы на 2–3 км выше, чем летом. Температура стратопаузы в высоких широтах летом на $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$ выше, чем зимой.

Мезосфера. Мезосфера простирается до 80–85 км, температура понижается с высотой, достигая в верхней части -80°C . Наблюдается понижение температуры с высотой при среднем значении $\gamma = 0,35^{\circ}\text{C}/100$ м. В переходном от мезосферы к термосфере слое — мезопаузе (на высоте 80–95 км) — температура воздуха изменяется от -85 до -90°C . На высотах около 80 км наблюдаются особые облака (освещаемые Солнцем в ночные часы), так называемые серебристые (мезосферные, ночные светящиеся). Они издают слабое серебристое свечение на темном фоне ночного неба. Их можно наблюдать в

северной части горизонта, на широтах 50–75° с. ш., когда Солнце уходит за горизонт на 5–13°. Серебристые облака состоят из мелких кристаллов льда. Ядрами конденсации служит вулканическая и метеорная пыль. Водяной пар или занесен снизу, или является результатом химического синтеза атмосферного кислорода и водорода. Свечение этих облаков — результат не только рассеяния солнечного света, но и фотолюминесценции ледяных кристаллов под влиянием ультрафиолетовой радиации Солнца. На верхней границе мезосферы давление воздуха в 200 раз меньше, чем у земной поверхности. Таким образом, в тропосфере, стратосфере и мезосфере вместе, до высоты 80–85 км, заключается более чем 99,5% всей массы атмосферы. В мезосфере уже может быть повышенная ионизация, т.е. возникать так называемый D–слой ионосферы, довольно изменчивый по времени суток и сезонам и зависящий от активности Солнца. Ночью D–слой, состоящий преимущественно из молекулярных ионов кислорода и азота, может почти полностью исчезать. Мезопауза отделяет мезосферу от термосферы. Выше мезопаузы (в термосфере) температура вновь возрастает с высотой под влиянием поглощения солнечной радиации ($\lambda < 0,24$ мкм) кислородом, который при этом диссоциирует (возникает атомный кислород).

Термосфера простирается до высоты 450–500 км. Температура резко повышается и на высотах 200–250 км достигает 2000 К в периоды большой солнечной активности и 1060 К при малой активности. Ночью температуры составляют соответственно 1300 и 730 К. Но такая температура характеризует только кинетическую энергию движения молекул. Постороннее тело, помещенное на эту высоту, вследствие очень сильной разряженности воздуха не воспринимает столь высокую температуру. Температура тел (МСЗ, космических кораблей, ракет) на этих высотах определяется поглощаемой ими лучистой энергией. Наблюдаются слои ионосферы E и F. Слой E состоит преимущественно из молекулярных ионов кислорода и азота, расположен на высотах 110–140 км. На высоте 140–400 км находится слой F, состоящий из атомных ионов кислорода. Слой, простирающийся от верхней части мезосферы примерно до 800–1000 км, называется *ионосферой*. Ионосфера, как говорит само название, характеризуется очень сильной степенью ионизации воздуха. Содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижележащих слоях, несмотря на сильную общую разреженность воздуха. Эти ионы представляют собой в основном заряженные атомы кислорода, заряженные молекулы окиси азота и свободные электроны. Положение ионосферных слоев и концентрация ионов в них все время

меняются, спорадические скопления электронов с особенно большой концентрацией носят название ионосферных облаков. От степени ионизации зависит электропроводность атмосферы. Поэтому в ионосфере электропроводность воздуха в общем в 10^{12} раз больше, чем у земной поверхности. Радиоволны испытывают в ионосфере поглощение, преломление и отражение. Волны длиной более 20 м вообще не могут пройти сквозь ионосферу: они отражаются уже электронными слоями небольшой концентрации в нижней части ионосферы (на высотах 70–80 км). Средние и короткие волны отражаются вышележащими ионосферными слоями. Именно вследствие отражения от ионосферы возможна дальняя связь на коротких волнах. Многократное отражение от ионосферы и земной поверхности позволяет коротким волнам зигзагообразно распространяться на большие расстояния, огибая поверхность земного шара. Так как положение и концентрация ионосферных слоев непрерывно меняются, меняются и условия поглощения, отражения и распространения радиоволн. Поэтому для надежной радиосвязи необходимо непрерывное изучение состояния ионосферы. Наблюдения над распространением радиоволн как раз являются средством для такого исследования. В ионосфере наблюдаются полярные сияния и свечение ночного неба — постоянная люминесценция атмосферного воздуха, а также резкие колебания магнитного поля — ионосферные магнитные бури. Ионизация в ионосфере обязана своим существованием действию ультрафиолетовой радиации Солнца. Ее поглощение молекулами атмосферных газов приводит к возникновению заряженных атомов и свободных электронов, о чем говорилось выше. С изменениями солнечной активности связаны изменения в потоке корпускулярной радиации, идущей от Солнца в земную атмосферу.

Экзосфера. Атмосферные слои выше 800–1000 км выделяются под названием экзосферы (внешней атмосферы). Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики, а вследствие чрезвычайной разреженности воздуха на этих высотах частицы могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, не сталкиваясь между собою. Отдельные частицы могут при этом иметь скорости, достаточные для того, чтобы преодолеть силу тяжести. Для незаряженных частиц критической скоростью будет 11,2 км/с (вторая космическая скорость). Такие быстрые частицы могут, двигаясь по гиперболическим траекториям, вылетать из атмосферы в космическое пространство и рассеиваться. Поэтому экзосферу называют еще сферой рассеяния. Ускользанию подвергаются преимущественно

атомы водорода, который является господствующим газом в высоких слоях экзосферы.

Магнитосфера. Внешняя часть термосферы называется магнитосферой, в ней частицы газов удерживаются не столько земным притяжением, сколько магнитным полем земли. Ранее предполагалось, что экзосфера и с нею вся земная атмосфера заканчивается на высотах 2000–3000 км. Наблюдения с помощью метеорологических ракет и спутников 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 1см^3 приходится в среднем около 1000 частиц), но в межпланетном пространстве концентрация частиц (протонов и электронов) в 10 раз меньше. С помощью метеорологических спутников 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. Этот пояс состоит из электрически заряженных частиц — протонов и электронов, захваченных магнитным полем Земли и движущихся с очень большими скоростями.

1.4. Статика атмосферы, барометрические формулы и барическая ступень

Атмосфера находится в движении относительно земной поверхности, но устанавливаемые закономерности при отсутствии движения ее относительно поверхности Земли (например, законы распределения давления и плотности по высоте) с высокой степенью точности оказываются справедливыми и в случае движения атмосферы. Законы статики широко используются при решении практических задач, например, определении высоты прибора, станции или летательного аппарата по измеренному давлению.

Силы, действующие в атмосфере (состояние равновесия — система находится в покое, если результирующая всех сил, действующих на систему, равна нулю). Все силы делятся на массовые и поверхностные. Массовыми силами, действующими на атмосферу, являются сила тяжести и отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса). Поверхностные силы в атмосфере — это сила давления и сила трения. Сила Кориолиса и трения появляются только в движущейся атмосфере, поэтому силами, действующими в атмосфере в состоянии покоя, являются сила тяжести и сила давления.

Ускорение свободного падения g представляет собой результирующую векторную сумму ускорения гравитационного притяжения g_a и центробежного ускорения Z : $G = g_a + Z$. Центробежная сила возникает вследствие суточного вращения Земли, в котором полностью участвует и атмосфера, в каждой точке она перпендикулярна к оси вращения Земли. Направление, в котором действует сила тяжести, носит название истинной вертикали, а поверхность, в каждой точке которой сила тяжести перпендикулярна к ней, — уровенной поверхности. Уровенные поверхности можно считать эллипсоидами вращения и зависимость ускорения свободного падения от расстояния r до центра Земли и широты места φ запишется как

$$g(r, \varphi) = \frac{\gamma M}{r^2} - \beta \frac{\gamma M R_E^2}{r^4} (3 \sin^2 \varphi - 1) - \omega^2 r \cos^2 \varphi, \quad \text{где } R_E \text{ —}$$

экваториальный радиус эллипсоида, $\beta = \varepsilon - \frac{1}{2} \frac{\omega^2 R_E^3}{\gamma M}$ — параметр

формы Земли (ε — сжатие эллипсоида), ω — угловая скорость суточного вращения Земли, M — масса Земли, γ — универсальная гравитационная постоянная ($6,6720 \cdot 10^{-11} \text{ Н} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-2}$). При решении практических задач в метеорологии (учитывая зависимость g от r и φ) используется упрощенная формула $g(z, \varphi) = g_0 (1 - a_1 \cos 2\varphi)(1 - a_2 z)$, где $g_0 = 9,80665 \text{ м/с}^2 \approx 9,81 \text{ м/с}^2$ — ускорение свободного падения на широте 45° и на уровне моря, z — высота точки над уровнем моря, $a_1 = 0,0026$ и $a_2 = 3,14 \cdot 10^{-7} \text{ м}^{-1}$ — постоянные. Например, измерение давления воздуха с помощью ртутных барометров, где высота столба ртути в барометре при фиксированном давлении зависит от ускорения свободного падения на данных широте и высоте станции над уровнем моря и от температуры ртути.

Уравнение статики атмосферы. Если атмосфера находится в состоянии покоя по отношению к земной поверхности, то такое состояние называется статическим. В этом случае горизонтальная составляющая градиента давления G_2 обращается в нуль и изобарические поверхности совпадают с уровенными. Выделим в атмосфере две изобарические поверхности, расположенные на высотах z и $z + dz$ (рис. 1.4.1). Давление на этих поверхностях обозначим через p и $p + dp$. Между изобарическими поверхностями p и $p + dp$ выделим объем воздуха с горизонтальными основаниями 1 м^2 . На нижнее основание выделенного объема воздуха действует сила давления p , направленная снизу вверх; на верхнее основание — сила давления $p + dp$, направленная сверху вниз (сила давления это вектор, направление которого совпадает с нормалью к поверхности, а давление воздуха —

это скаляр, равный отношению модуля силы давления к элементарной площади, на которую действует эта сила).

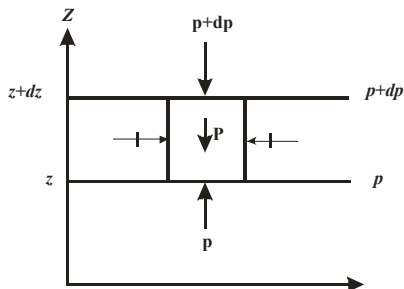


Рис. 1.4.1. Статическое состояние атмосферы

Силы давления, действующие на боковые грани объема воздуха, взаимно уравновешиваются. Кроме сил давления, на объем воздуха действует сила тяжести P , равная по модулю

$$P = g\rho dz \quad (1.4.1)$$

и направленная сверху вниз. Спроектируем все силы, действующие на выделенный объем воздуха, на положительное направление вертикали z , вдоль которой действует (в отрицательном направлении) сила тяжести. Сумма этих проекций равна

$$p - (p + dp) - P. \quad (1.4.2)$$

Так как выделенный объем воздуха находится в покое, векторная сумма всех действующих на него сил (резльтирующая) и сумма проекций этих сил на любое направление должны тождественно обращаться в ноль:

$$p - (p + dp) - P = 0. \quad (1.4.3)$$

Подставив вместо P его выражение по соотношению (1.4.1), получим уравнение статики атмосферы

$$-dp - g\rho dz = 0, \text{ или } -dp = g\rho dz. \quad (1.4.4)$$

Разделив левую и правую части (1.4.4) на dz , определим второй вид основного уравнения статики атмосферы:

$$-\frac{dp}{dz} = g\rho. \quad (1.4.5)$$

Величина $-dp/dz = G_1$ представляет собой вертикальную составляющую градиента давления. В случае статического равновесия $G_2 = 0$, поэтому G_1 равно полному градиенту давления: $G_1 = G$. Правая часть уравнения представляет собой силу тяжести, действующую на

единичный объем воздуха, масса которого равна ρ . Таким образом, уравнение статики физически выражает собой равновесие двух сил, градиента давления и силы тяжести. Из уравнения статики атмосферы следует:

1. Если высота возрастает ($dz > 0$), то в правой части (1.4.4) стоит произведение только положительных множителей $g\rho dz > 0$, поэтому и левая часть уравнения также больше нуля:

$$-dp > 0, \text{ или } dp < 0. \quad (1.4.6)$$

Таким образом, увеличению высоты ($dz > 0$) всегда соответствует отрицательное приращение давления ($dp < 0$). Это означает, что в атмосфере давление всегда убывает с увеличением высоты. Уравнение статики выполняется с высокой степенью точности и в случае движения атмосферы.

2. Выделим в атмосфере вертикальный столб воздуха с поперечным сечением 1 м^2 и высотой от данного уровня z до верхней границы атмосферы z_a . Вес этого столба обозначим через Q . Поскольку вес элементарного столба высотой dz равен $g\rho dz$ (ρdz — масса элементарного столба), то вес всего столба

$$Q = \int_z^{z_a} g\rho dz. \quad (1.4.7)$$

Проинтегрировав правую и левую части (1.4.4) в пределах от z , где давление p , до z_a , где давление равно нулю, получим

$$\int_p^0 -dp = \int_z^{z_a} g\rho dz \quad \text{или} \quad p = Q. \quad (1.4.8)$$

Приходим ко второму определению понятия давления: атмосферное давление, или давление воздуха, на каждом уровне равно весу столба воздуха единичного поперечного сечения и высотой от данного уровня до верхней границы атмосферы. Увеличение высоты приводит к уменьшению вертикальной протяженности вышележащей части столба воздуха и, следовательно, к уменьшению давления (по сравнению с нижележащими уровнями). В помещениях давление на каком-либо уровне не отличается, согласно закону Паскаля, от давления вне помещения на том же уровне.

3. Уравнение статики позволяет сделать выводы и относительно скорости убывания давления с высотой. По формуле (1.4.4) при подъеме на одну и ту же высоту ($dz = \text{const}$) уменьшение давления ($-dp$) тем больше, чем больше плотность воздуха и ускорение свободного падения. Основную роль играет плотность воздуха, с увеличением высоты плотность воздуха, как правило, убывает. Это означает, что чем выше расположен уровень, тем меньше убывание

давления при подъеме на одну и ту же высоту dz . Если точки A и B расположены на одной и той же изобарической поверхности, то плотность воздуха в точках A и B будет зависеть только от температуры воздуха в этих точках. Если $T_A > T_B$, то (при $p = \text{const}$) в соответствии с уравнением состояния $\rho_A < \rho_B$. Таким образом, при подъеме на одну и ту же высоту понижение давления в точке A с более высокой температурой меньше, чем в точке B с более низкой. Следующий вывод: при увеличении высоты на одно и то же значение относительно некоторой изобарической поверхности понижение давления в более холодной воздушной массе больше, чем в теплой, т. е. в холодной воздушной массе давление убывает с высотой быстрее, чем в более теплой. В реальной атмосфере в средней и верхней тропосфере в холодных воздушных массах преобладает низкое, а в теплых — высокое давление. Оценим значение вертикального градиента давления G_1 . При нормальных условиях вблизи уровня моря $\rho = 1,29 \text{ кг/м}^3$, $g = 9,81 \text{ м/с}^2$. Подставив эти значения в уравнение (1.4.5), найдем $G_1 = 12,5 \text{ гПа/100 м}$. Таким образом, вблизи уровня моря при подъеме на 100 м давление убывает на 12,5 гПа (изменяется в зависимости от температуры и давления).

Барометрические формулы. На основе уравнения статики устанавливаются закономерности распределения давления, плотности и массы воздуха по высоте, но в дифференциальном виде (1.4.4) оно позволяет выполнить расчет изменения давления только для малых приращений высоты dz . На практике необходимы данные о распределении давления в слоях атмосферы конечной толщины, для этой цели уравнение статики необходимо записать в интегральном виде. Интегралы уравнения статики атмосферы, полученные при разных предположениях относительно изменения температуры и плотности воздуха с высотой, называются барометрическими формулами. На основе барометрических формул решаются такие практические задачи, как расчет распределения давления и плотности по высоте, определение высоты различных летательных аппаратов по измеренному давлению, приведение давления к уровню моря. Проинтегрируем левую и правую части (1.4.4) в пределах от уровня моря $z = 0$ (земной поверхности), где давление p_0 , до произвольной высоты z ,

где давление p : $\int_{p_0}^p -dp = \int_0^z g\rho dz$ или $-p + p_0 = \int_0^z g\rho dz$, выразим p :

$$p = p_0 - \int_0^z g\rho dz, \quad (1.4.9)$$

где $\rho = \rho(z)$ — функция высоты. Другую интегральную форму уравнения статики можно получить, если воспользоваться уравнением состояния влажного воздуха. Преобразуем (1.4.4), подставив найденное из уравнения состояния влажного воздуха ρ в виде

$$-\frac{dp}{p} = \frac{gz}{R_c T_v}. \quad (1.4.10)$$

Интегрируя в пределах от 0 до z и от p_0 до p , получаем

$$\ln p = \ln p_0 - \frac{1}{R} \int \frac{gz}{T_v(z)}. \quad (1.4.11)$$

Интегральные формы (1.4.9) и (1.4.11) уравнения статики используются для получения различных барометрических формул. Температура, плотность воздуха являются сложными функциями высоты, поэтому рассмотрим несколько частных случаев, отличающихся видом функций $T = T(z)$ или $\rho = \rho(z)$.

Однородная атмосфера. Предположим, что плотность воздуха в пределах всей атмосферы не изменяется с высотой:

$$\rho = \rho_0 = \text{const}, \quad (1.4.12)$$

где ρ_0 — плотность воздуха при $z = 0$. Такая атмосфера носит название однородной. Если не учитывать зависимость ускорения свободного падения от высоты, то на основании (1.4.9) получим барометрическую формулу однородной атмосферы

$$p = p_0 - g\rho_0 z. \quad (1.4.13)$$

Согласно формуле, давление в однородной атмосфере убывает с высотой по линейному закону (рис. 1.4.2).

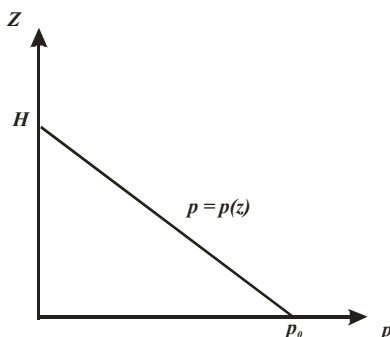


Рис. 1.4.2. Однородная атмосфера

В атмосфере формула (1.4.13) дает далекое от реальных условий распределение давления, но для гидросферы, плотность которой

изменяется в узких пределах (плотность воды близка к 1 г/см^3), получают удовлетворительные результаты. Поэтому ее можно назвать барометрической формулой гидросферы.

Рассмотрим высоту однородной атмосферы на которой давление обращается в нуль ($p = 0$), обозначим ее через H . Согласно уравнению (1.4.13) имеем

$$0 = p_0 - g\rho_0 H, \quad H = \frac{p_0}{g\rho_0}. \quad (1.4.14)$$

Поскольку $\frac{p_0}{\rho_0} = R_c T_0$ (T_0 — температура воздуха при $z = 0$), формула

(1.4.14) принимает вид

$$H = \frac{R_c T_0}{g} = \frac{273 R_c}{g} (1 + \alpha_0). \quad (1.4.15)$$

Отсюда следует, что высота однородной атмосферы конечна и зависит только от температуры воздуха на поверхности Земли. При $T = 0^\circ \text{C}$ она составляет

$$H_0 = \frac{273 R_c}{g} = \frac{273 \cdot 287}{9,81} \approx 8 \text{ км.}$$

Поскольку плотность в однородной атмосфере постоянна, а давление быстро убывает с высотой, температура равная в соответствии с уравнением состояния

$$T = \frac{p}{R_c \rho_0}, \quad (1.4.16)$$

должна понижаться. Если взять производную по высоте от левой и правой частей (1.4.16), то получим: $\frac{dT}{dz} = \frac{1}{R_c \rho_0} \frac{dp}{dz}$. Привлекая второй

вид уравнения статики, находим следующее выражение для вертикального градиента температуры γ_A в однородной атмосфере:

$$\gamma_A = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{R_c}, \text{ или } \gamma_A = 3,42^\circ \text{C}/100 \text{ м.} \quad (1.4.17)$$

Таким образом, в однородной атмосфере температура убывает с высотой по линейному закону: $T = T_0 - \gamma_A z$, при этом скорость понижения температуры (градиент) значительно больше среднего значения γ в пределах тропосферы.

Изменение плотности воздуха с высотой. Проанализируем изменение плотности воздуха с высотой в общем случае, для этого

сначала прологарифмируем, а затем продифференцируем по высоте левую и правую часть уравнения состояния (1.4.16):

$$\frac{1}{p} \frac{dp}{dz} = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} + \frac{1}{T} \frac{dT}{dz}. \quad (1.4.18)$$

Заменив dp/dz в соответствии с (5) и подставив в полученное выражение ρ из уравнения (1.4.16), найдем

$$\frac{1}{\rho} = \frac{d\rho}{dz} = -\frac{1}{T} \left(\frac{g}{R_c} + \frac{dT}{dz} \right), \text{ или } \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} = \frac{1}{T} (\gamma - \gamma_A). \quad (1.4.19)$$

Формула (1.4.19) справедлива для любого распределения температуры воздуха по высоте. На основе ее можно сделать выводы относительно изменения плотности воздуха с высотой. Возможны случаи:

а) $\gamma > \gamma_A = 3,42^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, тогда $d\rho/dz > 0$, т. е. плотность воздуха возрастает с высотой. Вертикальные градиенты температуры γ , превышающие $3,42^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, в реальных условиях атмосферы могут наблюдаться лишь в дневные часы (летом) в приземном слое атмосферы. При таких условиях плотность в этом слое увеличивается с высотой;

б) $\gamma = \gamma_A$, тогда $d\rho/dz = 0$, т. е. плотность воздуха не изменяется с высотой (постоянна): $\rho = \rho_0 = \text{const}$. Это случай однородной атмосферы;

в) $\gamma < \gamma_A$, тогда $d\rho/dz < 0$, т. е. плотность воздуха убывает с высотой. Этот случай является преобладающим в условиях атмосферы. Прежде всего, выше приземного слоя $\gamma < \gamma_A$ при любых состояниях атмосферы. В приземном слое случаи $\gamma < \gamma_A$ наблюдаются значительно чаще, чем случаи $\gamma > \gamma_A$. Таким образом, наиболее характерно состояние атмосферы, когда плотность воздуха убывает с высотой.

Изотермическая атмосфера. Атмосфера называется изотермической, если температура не изменяется с высотой, т.е. $T = T_0 = \text{const}$, где T_0 — температура на уровне моря или поверхности Земли. Изотермическая атмосфера по своим свойствам во многом противоположна однородной атмосфере. Считая атмосферу сухой и не учитывая зависимость ускорения свободного падения от высоты, на основании уравнения (1.4.11) и последнего соотношения получаем барометрическую формулу изотермической атмосферы

$$\ln p = \ln p_0 - \frac{gz}{R_c T_0}, \quad p(z) = p_0 \exp\left(-\frac{gz}{R_c T_0}\right). \quad (1.4.20)$$

Давление в изотермической атмосфере убывает с высотой по экспоненциальному (показательному) закону. Графически зависимость давления p от высоты z в изотермической атмосфере представлена на

рис. 1.4.3 (распределение давления по высоте в изотермической атмосфере, *а* — общая закономерность падения давления, *б* — падение давления при разных температурах $T_0'' > T_0'$).

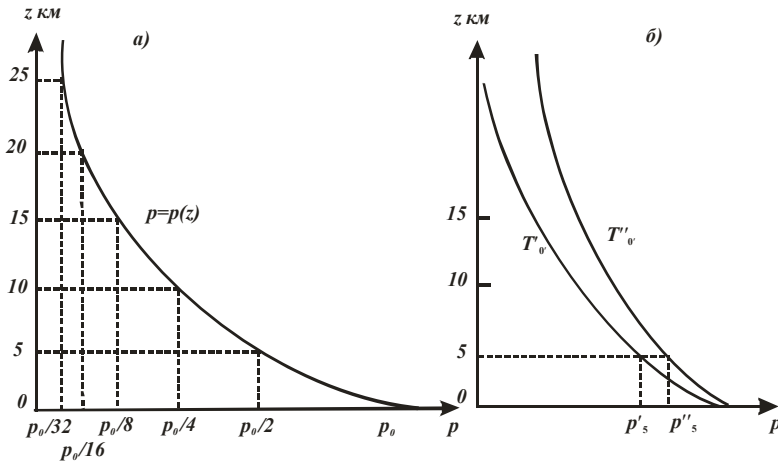


Рис. 1.4.3. Изотермическая атмосфера

Рисунок и формула (1.4.20) показывают: если высота возрастает в прогрессии арифметической, то давление убывает в геометрической, кривые соответствуют различным температурам атмосферы (постоянным по высоте): $T_0'' > T_0'$. Следовательно, если давление у земной поверхности постоянно, то на высотах при температуре T_0'' больше, чем при T_0' . Одно и то же значение давления при температуре T_0'' наблюдается на более высоких уровнях, чем при T_0' , т.е. при более высокой температуре давление в изотермической атмосфере убывает с высотой медленнее, чем при более низкой. Абсолютное значение убывания давления в слоях равной толщины в нижней части атмосферы больше, чем в верхней. Например, в слое от 0 до 5 км давление при средних условиях падает на $p - p_0/2 = p_0/2$, примерно на 500 гПа (при $p_0 = 1000$ гПа); в слое от 5 до 10 км падение давления составляет $p_0/2 - p_0/4 = p_0/4$, около 250 гПа, а в слое от 20 до 25 км давление уменьшается только на $p_0/16 - p_0/32 = p_0/32$, на 31–32 гПа. Следовательно, чем выше расположен слой атмосферы определенной толщины, тем меньше падение давления в этом слое. Высота изотермической атмосферы равна бесконечности, т.е. $p \rightarrow 0$ только при $z \rightarrow \infty$. Формула для плотности воздуха может быть получена, если

обратиться к уравнению состояния, согласно которому $\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{p}{p_0} \frac{T_0}{T}$. Так

как в изотермической атмосфере $T/T_0 = 1$, то на основании выражения (1.4.20) получаем

$$\rho(z) = \rho_0 \exp\left(-\frac{gz}{R_c T_0}\right). \quad (1.4.21)$$

Политропная атмосфера. Политропной называют такую атмосферу, которая характеризуется линейным изменением температуры с высотой (или постоянным значением вертикального градиента температуры):

$$T = T_0 - \gamma z. \quad (1.4.22)$$

Считая атмосферу сухой ($T_v = T$) и подставляя T в соответствии с

$$(1.4.22) \text{ в формулу (1.4.11), получаем } \lg p = \lg p_0 - \frac{1}{R_c} \int_0^z \frac{gdz}{T_0 - \gamma z}.$$

Выполнив интегрирование ($g = \text{const}$), приходим к барометрической формуле политропной атмосферы

$$\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0}\right)^{\frac{g}{R_c \gamma}}. \quad (1.4.23)$$

Графически зависимость p от z представлена на рис. 1.4.4. Кривые соответствуют одним и тем же значениям p_0 и T_0 , но различным значениям вертикального градиента температуры: $\gamma_1 > \gamma_2$. Давление при большем значении вертикального градиента температуры (γ_1) убывает с высотой быстрее, чем при меньшем (γ_2). Для сравнения приведены кривые изменения давления в однородной и изотермической атмосферах (пунктир). Высота политропной атмосферы конечна и давление обращается в нуль на такой высоте $z = H_\gamma$, где

$$T_0 - \gamma H_\gamma = 0, \quad H_\gamma = \frac{T_0}{\gamma}. \quad (1.4.24)$$

Высота политропной атмосферы изменяется в широких пределах; при $T_0 = 288 \text{ К}$ и $\gamma = 0,65 \text{ К/100 м}$ значение H_γ составляет 44,3 км. Формула плотности воздуха в политропной атмосфере имеет вид

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0}\right)^{\frac{g}{R_c \gamma - 1}}. \quad (1.4.25)$$

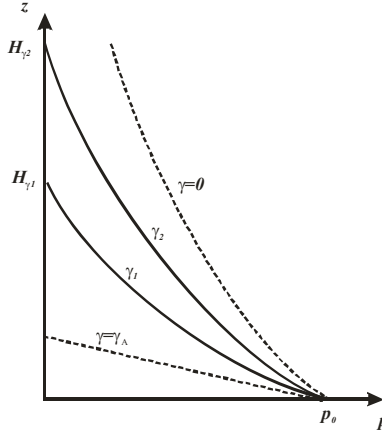


Рис. 1.4.4. Политропная атмосфера

Полная барометрическая формула (формула Лапласа). Проанализируем общий случай произвольного распределения температуры по высоте, учтем, что воздух влажный и ускорение свободного падения является функцией широты и высоты. Привлекая соотношение $g(z, \varphi) = g_0(1 - a_1 \cos 2\varphi)(1 - a_2 z)$ и учитывая, что $T_v = T(1 + 0,608s) = 273(1 + \alpha t)(1 + 0,608s)$, уравнение (1.4.10) перепишем в виде

$$-\frac{dp}{p} = \frac{g_0}{R_c \cdot 273} \frac{(1 - a_1 \cos 2\varphi)(1 - a_2 z)}{(1 + \alpha t)(1 + 0,608s)} dz. \quad (1.4.26)$$

Поскольку $\frac{1}{1 - a_1 \cos 2\varphi} \approx 1 + a_1 \cos 2\varphi$ и $\frac{1}{1 - a_2 z} \approx 1 + a_2 z$ ($a_1 \cos 2\varphi$ и $a_2 z$ малы в сравнении с единицей), формулу (1.4.26) приведем к виду

$$dz = -H_0(1 + \alpha t)(1 + 0,608s)(1 + a_1 \cos 2\varphi)(1 + a_2 z) \left(\frac{dp}{p} \right), \quad (1.4.27)$$

где $H_0 = 273R_c/g_0$ — высота однородной атмосферы при $t = 0^\circ\text{C}$.

Проинтегрируем уравнение (1.4.27) от высоты z_1 где давление равно p_1 , до высоты z_2 с давлением p_2 . При интегрировании введем средние значения для величин t , s и z в правой части уравнения и получаем

$$z_2 - z_1 = -H_0(1 + \alpha \bar{t})(1 + 0,608\bar{s})(1 + a_1 \cos 2\varphi)(1 + a_2 \bar{z}) \ln \left(\frac{p_2}{p_1} \right). \quad (1.4.28)$$

Так как $-\ln \frac{p_2}{p_1} = \ln \frac{p_1}{p_2} = 2,30 \lg \frac{p_1}{p_2}$, полная барометрическая формула (формула Лапласа) окончательно принимает вид

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha \bar{t})(1 + 0,608 \bar{s})(1 + a_1 \cos 2\varphi)(1 + a_2 \bar{z}) \lg \left(\frac{p_1}{p_2} \right). \quad (1.4.29)$$

Величина $B = 2,30H_0 \approx 18\,400$ м называется барометрической постоянной, а средние значения t и s носят название средних барометрических температуры и доли водяного пара. На практике в таком виде барометрическая формула используется при барометрическом нивелировании. При решении большинства метеорологических задач такой высокой точности, какую обеспечивает формула Лапласа, не требуется, а также точность измерения исходных данных (температуры, влажности, давления) для выполнения расчетов по формуле значительно ниже тех уточнений, которые дает формула. Барометрическую формулу реальной атмосферы получают из формулы (1.4.29), считая воздух сухим ($s = 0$) и пренебрегая зависимостью ускорения свободного падения от широты и высоты:

$$z_2 - z_1 = B(1 + \alpha \bar{t}) \lg \left(\frac{p_1}{p_2} \right). \quad (1.4.30)$$

Возвращаясь к натуральным логарифмам и абсолютной температуре, данную формулу можно записать в виде

$$p_2 = p_1 \exp \left(- \frac{g(z_2 - z_1)}{R_c \bar{T}} \right), \quad (1.4.31)$$

где $T = 273(1 + \alpha \bar{t})$ — средняя барометрическая температура слоя воздуха, заключенного между уровнями z_1 и z_2 . Из сравнения последней формулы с формулой (1.4.11) следует, что средняя барометрическая температура связана с температурой воздуха следующим образом

$$\bar{T} = \frac{z_2 - z_1}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T(z)}}. \quad (1.4.32)$$

Средняя барометрическая температура — это постоянная в пределах слоя температура, обеспечивающая значения давления на границах слоя, наблюдаемые при реальном распределении температуры по высоте. Практически \bar{T} нередко отождествляют со средней арифметической температурой, полагая $\bar{T} = \frac{T_1 + T_2}{2}$, где T_1 и T_2 — температуры воздуха на нижней и верхней границах слоя. Если

уровень z_1 совпадает с поверхностью Земли ($z_1 = 0$), а уровень z_2 — произвольный ($z_2 = z$), то формула (1.4.31) принимает вид

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{gz}{R_c \bar{T}}\right). \quad (1.4.33)$$

Эта формула имеет такой же вид, как и барометрическая формула (1.4.20) изотермической атмосферы. Принципиальное различие состоит в том, что формулы (1.4.28), (1.4.31) и (1.4.33) справедливы только для слоя конечной толщины и температура определяется до расчета по формулам, а в случае изотермической атмосферы температура является независимой величиной. Барометрическая формула реальной атмосферы является показательной функцией, из ее анализа получают те же выводы относительно изменения давления с высотой, что и в случае изотермической атмосферы.

Барическая ступень. Для оценки высоты по известной разности давлений или, наоборот, для оценки давления по заданной разности высот в метеорологической практике пользуются понятием «барическая ступень». Барической ступенью называется такая высота, на которую нужно подняться с исходного уровня, чтобы давление понизилось на 1 гПа. Обозначим ее через h . Единица барической ступени — м/гПа. Формулу для барической ступени легко получить, если воспользоваться следующими рассуждениями. При увеличении высоты на dz давление понижается на $-dp$. Для того чтобы давление уменьшилось на 1 гПа, необходимо подняться на высоту

$$h = \frac{dz}{(-dp)} = -\frac{dz}{dp}. \quad (1.4.34)$$

С учетом уравнения статики (1.4.5) формула принимает вид

$$h = \frac{1}{g\rho}. \quad (1.4.35)$$

Формула (1.4.35) показывает, что h зависит только от плотности воздуха (не считая зависимости от g , которое изменяется в узких пределах). Чем меньше плотность воздуха, тем больше барическая ступень, и наоборот. Исследуем зависимость барической ступени от высоты (давления) и температуры. С увеличением высоты плотность воздуха уменьшается, если исключить из рассмотрения тонкий приземной слой, в котором плотность может и возрасть с высотой (при $\gamma > \gamma_A$). Уменьшение плотности приводит к росту барической ступени при увеличении высоты. Подставив в формулу (1.4.35) плотность из уравнения состояния влажного воздуха, получим

$$h = \frac{H_0}{p}(1 + \alpha t_v), \quad (1.4.36)$$

где $H_0 = 273R_c/g \approx 8000$ м. Если сравниваются барические ступени на одной и той же изобарической поверхности ($p = \text{const}$) в двух воздушных массах (теплой и холодной), то барическая ступень в теплой массе больше барической ступени в холодной $h_m > h_x$, и чем меньше барическая ступень, тем быстрее падает с высотой давление.

1.5. Геопотенциал, абсолютная и относительная высота изобарических поверхностей

Карты барической топографии. Пространственное распределение атмосферного давления непрерывно меняется с течением времени, следовательно, непрерывно меняется расположение изобарических поверхностей в атмосфере. Изобарическая поверхность со значением 1000 гПа проходит вблизи уровня моря. Изобарическая поверхность 700 гПа располагается на высотах, близких к 3 км, 500 гПа — 5 км. Изобарические поверхности 300 и 200 гПа располагаются на высотах около 9 и около 12 км, вблизи тропопаузы, 100 гПа — около 16 км. Пересекаясь с поверхностями уровня, каждая изобарическая поверхность в разных своих точках в каждый момент находится на различных высотах над уровнем моря. Например, изобарическая поверхность 500 гПа может располагаться над одной частью Европы на высоте около 6000 м, а над другой — около 5000 м. Это зависит, во-первых, от того, что и на уровне моря давление в каждый момент в разных местах разное; во-вторых, от того, что средняя температура атмосферного столба в разных местах отличается. Для отслеживания изменений барического и термического полей по радиозондовым наблюдениям на сети аэрологических станций ежедневно составляют карты топографии изобарических поверхностей — карты барической топографии. При обработке этих карт проводятся изогипсы, линии равных высот изобарической поверхности. По ним можно судить о распределении давления в тех слоях атмосферы, на которых располагается данная изобарическая поверхность. На карту абсолютной барической топографии (АТ) наносят высоты определенной изобарической поверхности над уровнем моря на разных станциях в определенный момент времени. На картах относительной топографии (ОТ) показано пространственное распределение превышений одной изобарической поверхности над другой.

Геопотенциал. Метод анализа полей давления в свободной атмосфере с использованием барической топографии получил широкое

распространение. В его основе лежит применение карт барической топографии, составляемых по данным зондирования атмосферы. Геопотенциалом Φ^* уровня называется работа, которую необходимо совершить, чтобы поднять единицу массы в поле силы тяжести от исходного уровня (например, уровень моря) до этого уровня. Так как при подъеме единичной массы на высоту dz затрачивается работа

$$d\Phi^* = g dz, \text{ формула для } \Phi^* \text{ имеет вид } \Phi^* = \int_0^z g dz, \text{ где } z \text{ — высота}$$

точки над уровнем моря. Геопотенциал измеряется в $\text{м}^2/\text{с}^2$. Геопотенциальная высота Φ представляет собой отношение геопотенциала Φ^* к нормальному ускорению свободного падения $g_0 = 9,80665 \text{ м/с}^2$:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz, \quad d\Phi = \frac{g}{g_0} dz. \quad (1.5.1)$$

Геопотенциальная высота имеет размерность длины, единицей является геопотенциальный метр, гп. м. Из-за того, что g и g_0 близки между собой, значения Φ и z незначительно отличаются до высоты 30 км. Введем геопотенциальную высоту в барометрические формулы (для примера ограничимся формулой реальной атмосферы). Если в формулу (1.4.11) ввести среднюю барометрическую температуру, то с учетом (1.5.1) она примет вид

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{g_0 \Phi}{R_c \bar{T}_v}\right). \quad (1.5.2)$$

Преимущество формулы (1.5.2) по сравнению с формулой (1.4.33) состоит в том, что при ее выводе не сделано допущение о независимости g от z . Это замечание является общим в том смысле, что путем перехода от z к Φ обеспечивается учет зависимости g от высоты во всех уравнениях и формулах.

Карты АТ. Абсолютной высотой изобарической поверхности называется ее геопотенциальная высота Φ_p над уровнем моря. Из формулы (1.5.2) следует, что

$$\Phi_p = \frac{R_c \bar{T}_v}{g_0} \ln \frac{p_0}{p} = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{p_0}{p}. \quad (1.5.3)$$

Согласно формуле (1.5.3), Φ_p (при $p = \text{const}$) зависит от давления на уровне моря p_0 и средней температуры \bar{T}_v столба воздуха, заключенного между уровнем моря и изобарической поверхностью. Географические карты с нанесенными на них значениями абсолютной высоты изобарической поверхности называют картами абсолютной топографии (АТ). На таких картах проводятся через 40 гп. м линии

равных значений Φ_p , называемые изогипсами, кривые пересечения изобарической поверхности с уровнями. Изобарическая поверхность над циклонами имеет вогнутую (по отношению к земной поверхности) форму, а над антициклонами — выпуклую, циклоны и антициклоны на картах АТ представляют собой области с замкнутыми изогипсами соответственно с низкими и высокими значениями Φ_p в центре.

Карты ОТ. В синоптической практике получили также распространение карты относительной топографии (ОТ), на которые наносятся значения относительных высот. Относительные высоты представляют собой превышение одной изобарической поверхности (p_2) над другой (p_1), выраженное в гп.м. Формула для относительной высоты $\Phi_{p_1}^{p_2}$ имеет вид

$$\Phi_{p_1}^{p_2} = 67,4 \bar{T}_v \lg \frac{p_1}{p_2}. \quad (1.5.4)$$

Из формулы следует, что $\Phi_{p_1}^{p_2}$ зависит только от средней температуры столба воздуха, заключенного между изобарическими поверхностями, с этой точки зрения карты ОТ эквивалентны картам средней температуры. Линии равных значений $\Phi_{p_1}^{p_2}$, проведенные на картах ОТ (через 40 гп.м), также называют изогипсами. Приведем значения высот z ($p_0 = 1013,2$ гПа), на которых расположены изобарические поверхности с давлением p :

P , гПа	1000	900	850	800	700	500	300	200	100
Z , км	0,11	0,98	1,45	1,94	3,02	5,58	9,18	11,8	16,2.

По сравнению со всеми другими метеорологическими величинами (температурой, влажностью, ветром) давление имеет слабо выраженный периодический ход. Его удастся обнаружить разложением средних кривых изменения давления на простые гармоники. Таким путем обнаружены колебания давления с периодами 24, 12, 8 и 6 ч, наибольшую амплитуду имеет полусуточная волна с периодом 12 ч. Наиболее ярко полусуточные колебания выражены в тропических широтах, где амплитуда колебаний давления достигает 3–4 гПа. Максимумы давления наблюдаются в 9–10 и 21–22 ч, минимумы — в 3–4 и 15–16 ч (местного солнечного времени). В умеренных и высоких широтах амплитуда периодических колебаний давления не превышает нескольких долей гектопаскаля. Периодические изменения давления не играют существенной роли в погодообразующих процессах, они полностью перекрываются непериодическими изменениями давления, которые обусловлены

движением и эволюцией барических систем. Непериодические изменения давления имеют исключительно большое значение, так как с движением барических систем и их эволюцией связано изменение погоды во времени и пространстве. Карты АТ и ОТ строятся для синоптических районов и для Северного и Южного полушария, как и приземные карты погоды. Стандартными давлениями, для которых строятся карты АТ, являются 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 и 50 гПа. Для специальных задач строятся карты более низких давлений. Наиболее распространенной картой ОТ является 500/1000, показывающая превышение изобарической поверхности 500 гПа над 1000 гПа.

В атмосфере существуют области, в которых давление повышено или понижено по сравнению с окружающими областями. Фактически вся атмосфера состоит из таких областей повышенного или пониженного давления, расположение которых постоянно меняется. При этом в областях пониженного давления — циклонах — давление на каждом уровне самое низкое в центре области, а к периферии растет. Давление также всегда понижается с высотой и поэтому изобарические поверхности в циклоне прогнуты в виде воронок, снижаясь от периферии к центру.

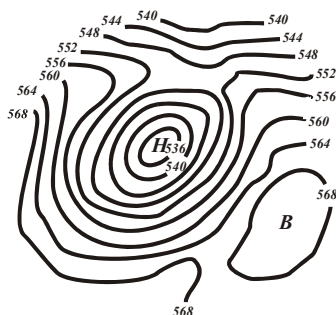


Рис. 1.5.1. Циклон (Н) и антициклон (В) на карте абсолютной топографии изобарической поверхности 500 гПа

Следовательно, на карте абсолютной топографии (рис. 1.5.1) в центре циклона будут находиться изогипсы с меньшими значениями высоты, а на периферии — с большими. В области повышенного давления — антициклоне — на каждом уровне в центре наивысшее давление и изобарические поверхности имеют форму купола, а на карте АТ в центре антициклона преобладают изогипсы с наивысшими значениями. На карту относительной барической топографии наносят

высоты определенной изобарической поверхности, но отсчитанные не от уровня моря (как на картах абсолютной барической топографии), а от другой лежащей ниже изобарической поверхности. Такие высоты называются относительными, а проведенные по ним изогипсы — относительными изогипсами (рис. 1.5.2).

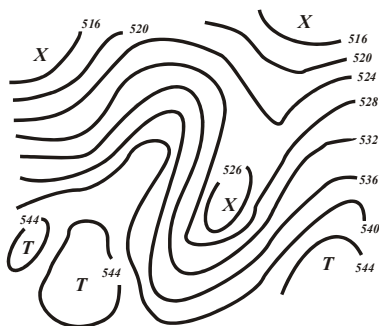


Рис. 1.5.2. Области тепла (Т) и холода (Х) на карте относительной топографии изобарической поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа

Относительная высота одной изобарической поверхности над другой зависит от средней температуры воздуха между этими двумя поверхностями. Барическая ступень — расстояние между двумя уровнями с давлением, различающимся на единицу — и есть относительная высота одной изобарической поверхности над другой. По распределению на карте относительных высот можно судить о распределении средних температур в слое воздуха между двумя изобарическими поверхностями.

Стандартная атмосфера. Статистическое приближение, которое хорошо выполняется при анализе среднего состояния атмосферы, на основе уравнений статики атмосферы и состояния идеального газа связывает в единую функциональную зависимость давление, температуру и плотность. Для вычисления вертикального профиля этих величин достаточно задать вертикальное распределение температуры и давление на уровне моря или в любой точке по высоте. На основе такого подхода разработана стандартная атмосфера. Она используется для выполнения расчетов, связанных с конструированием, испытанием летательных аппаратов, в обработке результатов метеорологических наблюдений. Фактические значения этих величин изменяются в широких пределах, для того, чтобы сравнивать результаты испытания летательных аппаратов в различных

атмосферных условиях, принято приводить их к некоторым нормальным (стандартным) условиям. Атмосферу с таким нормальным распределением основных метеорологических величин называют стандартной атмосферой (СА). Реальное распределение всегда отличается от стандартного, поэтому в показания приборов (барометрический высотомер, указатель скорости), тарировка которых производится для стандартных условий, вводятся поправки, учитывающие отклонение. По мере увеличения высоты полета летательных аппаратов (самолетов, ракет, ИСЗ) и накопления данных о параметрах атмосферы увеличивалась высота слоя, для которого составлялась СА. Первые модели СА были разработаны в США. В нашей стране первая СА официально принята в 1964 г. (ГОСТ 4401–64). В ней приведено распределение основных термодинамических параметров и других физических характеристик атмосферы до высоты 200 км, а также рекомендованы значения для высот от 200 до 300 км. В последующие годы работа по уточнению и расширению таблиц СА была продолжена. В 1981 г. введена модель, представленная в госстандарте «Атмосфера стандартная. Параметры» (ГОСТ 4401–81), которая почти соответствует международному стандарту МС ИСО 2533 и стандарту Международной организации гражданской авиации.

В стандарте представлено распределение по высоте температуры, давления и плотности воздуха, скорости звука, динамической и кинематической вязкости, теплопроводности, вертикального масштаба атмосферы, концентрации частиц, средней скорости частиц, частоты их соударений, средней длины свободного пробега для слоя от 2 м до 80 км, а некоторых параметров — до 1200 км.

По характеру распределения температуры с высотой атмосфера разделена на пять слоев, в каждом из которых вертикальный градиент молекулярной температуры T_μ сохраняет постоянное значение, а сама температура T_μ — линейная функция геопотенциальной высоты Φ :

$$\gamma_\mu = -\frac{\partial T_\mu}{\partial \Phi} = \text{const}; \quad T_\mu = \left(\frac{\mu_0}{\mu} \right) T, \quad (1.5.5)$$

где $\mu_0 = 28,9645$ кг/кмоль — молекулярная масса воздуха на уровне моря. Вводя геопотенциальную высоту Φ и молекулярную температуру T_μ в уравнение статики и барометрические формулы, учитываем зависимость ускорения g и молекулярной массы от высоты. Температура и давление воздуха на уровне моря приняты равными 288,15 К (15°C) и 1013,25 гПа, ускорение свободного падения $g_0 = 9,80665$ м/с². Сведения о характерных уровнях СА приведены в

справочнике. Распределение давления рассчитано по барометрическим формулам политропной и изотермической атмосфер. Уравнение статики $-dp/p = g dz/(RT)$ после введения геопотенциала $d\Phi = (g/g_0)dz$ и молекулярной температуры $T_\mu = (\mu_0/\mu)T$ принимает вид

$$-\frac{dp}{p} = \frac{g_0 d\Phi}{R_0 T_\mu}, \quad (1.5.6)$$

где $R_0 = R^*/\mu_0 = 287,039$ Дж/(кг·К) — удельная газовая постоянная сухого воздуха на уровне моря. В пределах гомосферы молекулярная масса μ постоянна за счет сохранения относительного состава воздуха, поэтому здесь $\mu = \mu_0$, $R = R_0$, $T_\mu = T$. Поскольку ускорение свободного падения уменьшается с высотой:

$$g = g_0 \left(\frac{a}{a+z} \right)^2, \quad (1.5.7)$$

где $a = 6371,21$ км — средний радиус Земли,

$$\Phi = \frac{az}{a+z}. \quad (1.5.8)$$

Следовательно, градиенты $\gamma = -\partial T/\partial z$ и $\gamma_\mu = -\partial T_\mu/\partial \Phi$ различны и в гомосфере. В гетеросфере μ уменьшается с высотой (за счет увеличения концентрации атомного кислорода) и вследствие этого T_μ и γ_μ отличаются от T и γ . При линейной зависимости T_μ от Φ

$$T_\mu(\Phi) = T_\mu(0) - \gamma_\mu \Phi \quad (1.5.9)$$

интеграл уравнения (1.5.6) имеет вид

$$p(\Phi) = p(0) \left(\frac{T_\mu(0) - \gamma_\mu \Phi}{T_\mu(0)} \right)^{\frac{g_0}{R_0 \gamma_\mu}}, \quad (1.5.10)$$

где $T_\mu(0)$ и $p(0)$ — температура и давление воздуха на нижней границе слоя, от которой отсчитывается высота Φ . В изотермическом слое ($\gamma_\mu = 0$) барометрическая формула приобретает вид

$$p(\Phi) = p(0) \exp \left(-\frac{g_0 \Phi}{R_0 T_\mu(0)} \right). \quad (1.5.11)$$

Плотность воздуха при известных p и T_μ рассчитывается по уравнению состояния $\rho(\Phi) = p(\Phi)/(R_0 T_\mu(\Phi))$. Кроме основной СА (ГОСТ 24631–81) разработано несколько моделей, называемых справочными атмосферами. Описываемое ими распределение по вертикали температуры, давления, плотности воздуха представлено в госстандарте «Атмосферы справочные. Параметры» (ГОСТ 24631–81), близком международному стандарту МС ИСО 5878. Модели

разработаны отдельно для зимы (декабрь–январь) и лета (июнь–июль), широт 30, 45, 60, 80°, а для широты 15° создана единая модель.

Справочная атмосфера. Семейство моделей атмосферы, называемых справочными атмосферами, описывают вертикальное распределение температуры, плотности, давления для пяти широт. Они представлены в государственном стандарте «Атмосферы справочные. Параметры», ГОСТ 2463-81, соответствующем международному стандарту МС ИСО 5878. Модели для широты 15° и летние модели для широт 30 и 45° применимы для соответствующих сезонов в обоих полушариях. Остальные модели применимы только для Северного полушария. В международном проекте справочной атмосферы, предназначенной для представления средней атмосферы, в диапазоне высот 0–80 км с шагом 5 км и для широт от 80 ю. ш. до 80 с. ш. с шагом 10° для всех месяцев года приведены средние широтные многолетние значения температуры, давления и плотности.

1.6. Горизонтальная неоднородность атмосферы

Общие понятия. Распределение атмосферного давления называют барическим полем. Атмосферное давление — величина скалярная и в каждой точке атмосферы характеризуется одним числовым значением, выраженным в гектопаскалях (гПа). Барическое поле, как скалярное, можно представить в пространстве поверхностями равных значений, а на плоскости — линиями равных значений. В случае барического поля это изобарические поверхности и изобары. Представим, что вся атмосфера пронизана семейством изобарических поверхностей, огибающих земной шар, они пересекаются с поверхностями уровня под малыми углами, порядка угловых минут. В пересечении с каждой поверхностью уровня, в том числе с уровнем моря, изобарические поверхности образуют на ней изобары. Например, изобарическая поверхность со значением 1000 гПа проходит вблизи уровня моря, поверхность 700 гПа располагается на высотах, близких к 3 км; изобарическая поверхность 500 гПа — 5 км, 100 гПа — около 16 км. Пересекаясь с поверхностями уровня, каждая изобарическая поверхность в разных своих точках в каждый момент находится на различных высотах над уровнем моря (рис. 1.6.1). Например, изобарическая поверхность 500 гПа может располагаться над одной частью Европы на высоте около 6000 м, а над другой — около 5000 м, это зависит от того, что на уровне моря давление в каждый момент в разных местах разное, а также от того, что средняя температура атмосферного столба отличается.

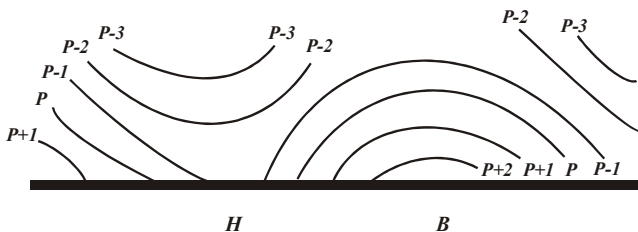
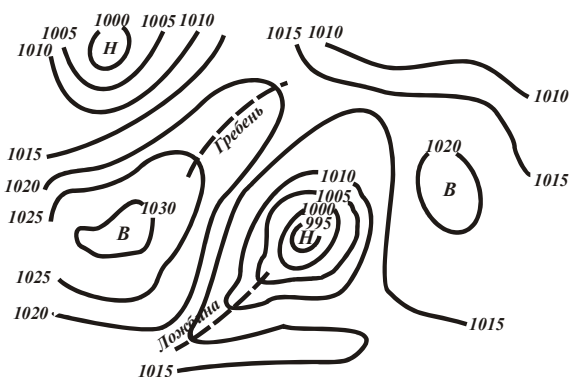


Рис. 1.6.1. Изобарические поверхности в циклоне (H) и антициклоне (B), вертикальный разрез

Изобары Барическое поле на уровне моря изображают линиями равного давления — изобарами. Для этого наносят на географическую карту величины атмосферного давления, измеренные в один и тот же момент на уровне моря или приведенные к этому уровню, и соединяют точки с одинаковыми значениями. Каждая изобара является пересечением какой-то изобарической поверхности с уровнем моря. На карте, охватывающей тот или иной географический район, можно для любого момента времени провести целое семейство изобар (рис. 1.6.2). Проводят их обычно так, что каждая изобара отличается по величине давления от соседних изобар на 5 гПа.



комплексные синоптические карты, на которые кроме величины давления на уровне моря наносят и другие метеорологические элементы по наземным наблюдениям. На этих картах и проводят изобары. В климатологии применяются карты изобар для уровня моря, составленные по многолетним средним данным. Точно выразить то, как меняется атмосферное давление в горизонтальном направлении, можно с помощью горизонтального барического градиента, вертикальный барический градиент на горизонтальное движение воздуха не влияет.

Барические системы. Области пониженного и повышенного давления, на которые делится барическое поле атмосферы, называют барическими системами (рис. 1.6.3). Такие барические системы, как циклон и антициклон, на приземных синоптических картах обрисовываются замкнутыми концентрическими изобарами неправильной, почти округлой формы.

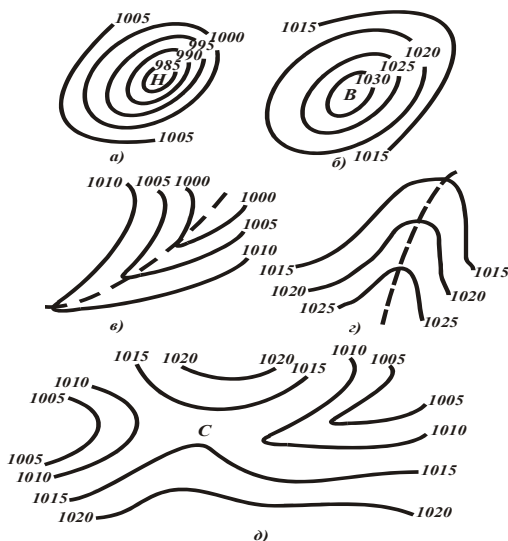


Рис. 1.6.3. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем: а — циклон, б — антициклон, в — ложбина, г — гребень, д — седловина

Горизонтальные барические градиенты в циклоне направлены от периферии к центру, а в антициклоне — от центра к периферии. Размеры циклонов и антициклонов очень велики, в поперечники — тысячи километров. Кроме описанных барических систем с замкнутыми изобарами различают еще барические системы с

незамкнутыми изобарами. К ним относятся ложбина (пониженного давления) и гребень (повышенного давления). Ложбина — это полоса пониженного давления между двумя областями повышенного давления, изобары в ней близки к параллельным прямым или имеют вид латинской буквы V. Центра в ложбине нет, но есть ось, линия, на которой давление имеет минимальное значение или на которой изобары резко меняют направление. Барические градиенты в ложбине направлены от периферии к оси.

Гребень представляет собой полосу повышенного давления между двумя областями пониженного давления. Изобары в гребне напоминают параллельные прямые или имеют форму латинской буквы U. Гребень имеет ось, где давление максимальное, или изобары резко меняют направление. Барические градиенты в гребне направлены от оси к периферии. Различают также седловину — участок барического поля между двумя циклонами (или ложбинами) и двумя антициклонами (или гребнями), расположенными крестообразно. Изобарические поверхности в седловине имеют характерную изогнутую форму, поднимаются в направлении к антициклонам и опускаются в направлении к циклонам. Точка в центре седловины называется точкой седловины. По данным измерений на сети метеорологических станций за основные сроки составляются синоптические карты. Они строятся путем нанесения на географическую карту характеристик погоды цифрами и символами в каждом пункте наблюдений, проводятся изобары и атмосферные фронты. Синоптические карты могут охватывать территории от полушария до районов, например, кольцевые и микрокольцевые карты (район аэропорта).

Воздушные массы и атмосферные фронты. Анализ состояния атмосферы с помощью приземных, высотных карт погоды и данных вертикального зондирования показывает, что атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. По горизонтали изменяются температура, влажность, облачность, запыленность, а также другие метеорологические величины. Однако эти изменения происходят неравномерно. Наблюдаются обширные области, в которых метеорологические величины изменяются по горизонтали сравнительно медленно, и узкие зоны, где эти изменения происходят значительно быстрее. Большие объемы воздуха, сравнимые по своим горизонтальным размерам с размерами материков и океанов и обладающие определенными физическими свойствами, носят название воздушных масс (ВМ). Вертикальные размеры воздушных масс

составляют, как правило, несколько километров; нередко они распространяются на всю тропосферу. Внутри одной и той же ВМ метеорологические величины также изменяются, но значительно медленнее, чем при переходе из одной ВМ в другую. Поэтому для каждой ВМ можно указать некоторые характерные значения метеорологических величин. Переходные зоны между различными воздушными массами, в которых наблюдаются достаточно быстрые изменения метеорологических величин по горизонтали, называют фронтальными зонами.

Фронты и воздушные массы — важные для прогноза погоды объекты, так как с ними происходит перенос физических свойств воздуха, который обуславливает изменение во времени метеорологических величин и погоды в целом. Применяемые в настоящее время в оперативной практике синоптические методы прогноза погоды в значительной степени основаны на учете движения воздушных масс и атмосферных фронтальных зон. Различают теплые и холодные воздушные массы (ТМ и ХМ). Относительно теплой (или просто теплой) называется воздушная масса, температура которой на данном уровне выше температуры на том же уровне в соседней относительно холодной (или просто холодной) воздушной массе. Если теплая масса движется на более холодную подстилающую поверхность (например, с океана на материк зимой), то она под влиянием земной поверхности, как правило, охлаждается. При движении ХМ на более теплую подстилающую поверхность (например, с океана на материк летом или с материка на океан зимой) эта масса, как правило, прогревается. Если воздушная масса длительное время находится над однородной подстилающей поверхностью, то она приобретает свойства, которые определяются свойствами этой поверхности и факторами географического характера (широта места, время года, приток солнечной радиации). В связи с этим существует географическая классификация воздушных масс. В зависимости от района формирования воздушные массы делят на следующие типы: арктический воздух (АВ); умеренный воздух (УВ) или воздух умеренных широт; тропический воздух (ТВ); экваториальный воздух.

Арктический воздух формируется в высоких широтах (в Арктике). По сравнению с другими воздушными массами для АВ характерны наиболее низкие температура и абсолютная влажность, а также наибольшая прозрачность. Тропический воздух формируется в субтропических широтах. Ему свойственны наиболее высокие температура и абсолютная влажность, а также наибольшая

замутненность. Умеренный воздух, формирующийся в средних широтах, по своим физическим свойствам занимает промежуточное положение между АВ и ТВ. Каждый из основных типов воздушных масс (АВ, УВ, ТВ) делят в свою очередь на морской (м) и континентальный (к) воздух в зависимости от того, над какой поверхностью (водой или сушей) формировалась и длительное время перемещалась воздушная масса до прихода в интересующий нас район. Таким образом, различают: мАВ и кАВ, мУВ и кУВ, мТВ и кТВ. Свойства морского и континентального воздуха различны. Большое влияние на свойства воздуха оказывает время года. Так, летом кУВ теплее мУВ, а зимой — наоборот. Фронтальные зоны в реальных условиях всегда представляют собой переходные зоны сравнительно малой толщины. Представим на рис. 1.6.4 сечение переходной зоны вертикальной и горизонтальной плоскостями.

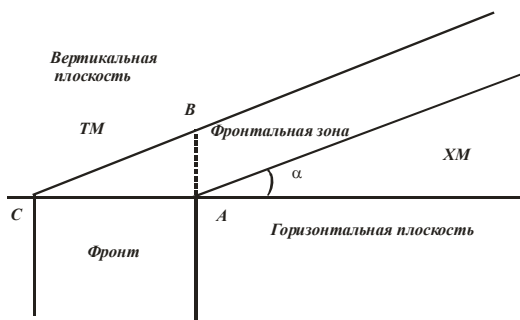


Рис. 1.6.4. Схема фронтальной зоны

Во фронтальной зоне метеорологические величины (температура, влажность, скорость ветра и др.) претерпевают резкое изменение. Так, например, температура при переходе из ТМ в ХМ изменяется на несколько градусов (иногда на 10–15 °С). Толщина по вертикали АВ фронтальной зоны составляет несколько сотен метров (реже 1–2 км), тангенс угла наклона, называемый наклоном фронтальной зоны не превышает 1/50. Таким образом, фронтальные зоны наклонены под малым углом (0,5°) к горизонту. Холодная масса, плотность которой больше, всегда располагается под фронтальной зоной, а теплая — над ней. Толщина фронтальной зоны значительно меньше горизонтальных размеров воздушных масс, поэтому при теоретических исследованиях ее рассматривают как поверхность и быстрое, непрерывное изменение метеорологических величин во фронтальной зоне заменяется скачкообразным (разрывным).

Исключение составляет давление, которое при переходе через фронтальную поверхность не терпит разрыва.

Линия пересечения фронтальной поверхности с какой-либо другой поверхностью, например, поверхностью уровня моря носит название атмосферного фронта. В реальных условиях фронт представляет собой зону конечной ширины. Из рис. 1.6.4 следует, что ширина фронта $AC = AB \operatorname{tg} \alpha$, полагая $AB = 0,5$ км, $\operatorname{tg} \alpha = 1/100$, находим $AC = 50$ км. Таким образом, ширина фронта составляет несколько десятков километров, но по сравнению с размерами воздушных масс ширина фронта мала и поэтому на синоптических картах его изображают в виде линии. Вместе с воздушными массами перемещаются фронтальные поверхности и фронты. В зависимости от направления движения различают теплые и холодные фронты. Теплым фронтом (ТФ) называют такой фронт, который смещается в сторону ХМ (рис. 1.6.4) слева направо. При прохождении теплого фронта через пункт наблюдения происходит потепление, на смену ХМ приходит ТМ. Холодные фронты (ХФ), согласно определению, перемещаются в сторону ТМ.

Облачность. Каждый ярус облаков включает несколько форм, которые подразделяются на виды:

Ярус		Форма	Вид
Верхний	I.	Перистые (Cirrus, Ci)	1. Нитевидные (fibratus, Ci fib.) 2. Плотные (spissatus, Ci sp.)
	II.	Перисто-кучевые (Cirrocumulus, Cc)	1. Волнистые (undulatus, Cc und.) 2. Кучевообразные (cumuliformis, Cc cuf.)
	III.	Перисто-слоистые (Cirrostratus, Cs)	1. Нитевидные (fibratus, Cs fib.) 2. Туманообразные (nebulosus, Cs neb.)
Средний	IV.	Высококучевые (Alto cumulus, Ac)	1. Волнистые (undulatus, Ac und.) 2. Кучевообразные (cumuliformis, Ac cuf.)
	V.	Высокослоистые (Altostratus, As)	1. Туманообразные (nebulosus, As neb.) 2. Волнистые (undulatus, As und.)
Нижний	VI.	Слоисто-кучевые (Stratocumulus, Sc)	1. Волнистые (undulatus, Sc und.) 2. Кучевообразные (cumuliformis, Sc cuf.)
	VII.	Слоистые (Stratus, St)	1. Туманообразные (nebulosus, St neb.) 2. Волнистые (undulatus, St und.) 3. Разорванные (fractus, St fr.)
	VIII.	Слоисто-дождевые (Nimbostratus, Ns)	отсутствует
Вертикального развития	IX.	Кучевые (Cumulus, Cu)	1. Плоские (humilis, Cu hum.) 2. Средние (mediocris, Cu med.) 3. Мощные (congestus, Cu cong.)
	X.	Кучево-дождевые (Cumulonimbus, Cb)	1. Лысые (calvus, Cb calv.) 2. Волосатые (capillatus, Cb cap.)

Примечание: деление на разновидности не приведено.

Проанализируем морфологическую классификацию облаков (внешний вид, высота нижней границы, основные формы, виды и разновидности). В зависимости от высоты основания z_k все облака делят на четыре яруса (семейства): верхний (более 6 км); средний (от 2 до 6 км); нижний (менее 2 км) и облака вертикального развития с высотой основания менее 2 км, вершина которых может простираться до тропопаузы. Снимки и описания форм, видов и разновидностей представлены в «Международном атласе облаков». Наименования облаков по международной классификации латинские (полные и сокращенные). Форм облаков десять, облака верхнего яруса включают три формы: перистые (Ci), перисто-кучевые (Cc) и перисто-слоистые (Cs); среднего яруса — две: высококучевые (Ac) и высокослоистые (As); нижнего — три: слоисто-кучевые (Sc), слоистые (St) и слоисто-дождевые (Ns); вертикального развития — две: кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb).

Встречаются и переходные формы облаков или сочетания нескольких форм (видов, разновидностей). В стратосфере на высотах 22–30 км образуются перламутровые облака. В верхней мезосфере на высотах 82–85 км в летнее время, когда наблюдаются наиболее низкие температуры, появляются серебристые (мезосферные) облака. Они тонкие, прозрачные и через них хорошо видны звезды. Выше 85 км (в области мезопаузы) стратификация атмосферы сильно устойчивая ($\gamma \leq 0$), что способствует накоплению водяного пара. При очень низких температурах сравнительно небольшая концентрация пара оказывается достаточной для того, чтобы произошла сублимация.

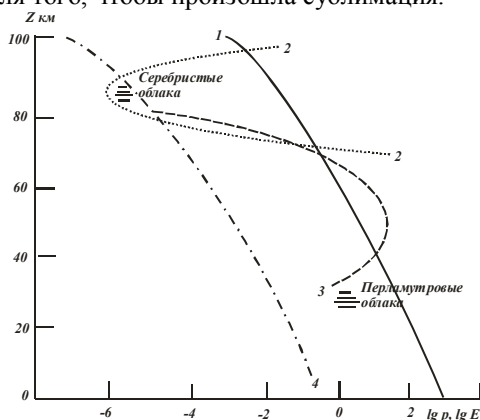


Рис. 1.6.5. Распределение по высоте атмосферного давления (1), давления насыщенного водяного пара, Россия (2), Канада (3), фактического давления водяного пара (4)

Для образования серебристых облаков и начала конденсации водяной пар должен достичь состояния насыщения ($e = E$). Но давление водяного пара на любом уровне всегда меньше общего давления воздуха $e < p$. На высотах от 30 до 80 км $E > p$, это неравенство означает, что на указанных высотах никогда не может быть достигнуто состояние насыщения водяного пара ($e = E$), сопровождающееся образованием облаков. На рис. 1.6.5 нанесена также кривая $e = bp$ (кривая 4), где $b = 2,5 \cdot 10^{-4}$ — постоянная, пропорциональная доле пара ($s = 0,622e/p = 0,622b$). Сравнение кривых e и E показывает, что в слое 80–85 км $e > E$, следовательно, в этом слое возможно образование облаков, если справедливо условие постоянства доли пара ($s = \text{const}$) с высотой в стратосфере и мезосфере (рис. 1.6.6).



Рис. 1.6.6. Серебристые облака

Глава 2. ВОДНЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

2.1. Условия фазовых переходов воды в атмосфере

В облаках происходят процессы таяния и испарения льда, замерзания капель, конденсации и сублимации пара. Пар, жидкая вода и лед представляют собой разные фазы воды, которая способна переходить из одного состояния в другое, например, пар является газообразной, капли – жидкой, кристаллы – льда твердой фазой воды.

Свойства воды. Роль воды в природных процессах определяется рядом ее физических свойств, отличающихся от свойств других веществ. Плотность почти всех веществ при понижении температуры увеличивается, плотность воды максимальна при температуре 4°C (1 г/см³), а при изменении температуры в ту и в другую сторону от 4°C плотность воды уменьшается. При замерзании она уменьшается скачком (при 0°C плотность льда равна 0,91 г/см³).

Теплоемкость веществ при их затвердевании меняется незначительно. Удельная теплоемкость льда $c_{\text{л}} = 2114$ Дж/(кг·К) составляет примерно половину удельной теплоемкости воды. Температура замерзания и кипения воды значительно выше, чем у других подобных химических соединений. Температуры замерзания и кипения родственных воде соединений понижаются с уменьшением их относительной молекулярной массы.

Удельная теплота плавления ($L_{\text{пл}}$) и удельная теплота парообразования (L) воды аномально велики: $L_{\text{пл}} = 324$ кДж/кг, $L \approx 2500$ кДж/кг. Вода обладает высокой растворяющей способностью и химической активностью. Поверхностное натяжение воды выше, чем у других жидкостей (72,8 мДж/м² при 20°C). Плотность воды и льда при изменении температуры меняется незначительно и при решении метеорологических задач ее считают постоянной.

Зависимость давления насыщенного водяного пара от температуры. Если в некотором замкнутом объеме находится жидкая вода и водяной пар, то непрерывно происходит отрыв молекул от поверхности жидкости и возвращение молекул водяного пара в жидкость. Нетрудно поставить следующий опыт. В безвоздушное пространство, которое образуется при перевертывании наполненной ртутью трубки, подается вода. В первое время вода полностью испаряется. Ртуть в трубке при этом опускается, что свидетельствует о росте давления водяного пара в закрытом конце трубки. Однако испарение и рост давления водяного пара в некоторый момент прекращаются. Начиная с этого момента давление водяного пара

сохраняет постоянное значение, а между водой и водяным паром в пространстве над ртутью устанавливается подвижное равновесие: количество вылетающих из воды молекул равно количеству возвращающихся. Наибольшее значение давления водяного пара, возможное при данной температуре, носит название давления насыщенного водяного пара или давления насыщения. Пока состояние насыщения не достигнуто, происходит процесс испарения воды: количество вылетающих молекул больше количества возвращающихся. При этом давление водяного пара над жидкостью меньше давления насыщенного пара: $e < E$. Если количество возвращающихся молекул больше количества вылетающих, то имеет место процесс конденсации или сублимации над льдом, при этом $e > E$.

Исследуем состояние равновесия (насыщения) между водой (льдом) и водяным паром. Будем считать, что все изменения (переходы) происходят сравнительно медленно (теоретически бесконечно медленно), вследствие чего термодинамическое равновесие не нарушается. Изменяя температуру, при которой производится опыт, нетрудно установить, что давление насыщения зависит от температуры. Поскольку уравнение Клаузиуса—Клапейрона, с помощью которого выражается эта зависимость, исключительно широко используется в современной физике атмосферы, кратко остановимся на его выводе. Рассмотрим термодинамический процесс перехода из фазового состояния 1 в фазовое состояние 2. Возможны переходы: вода — водяной пар, лед — водяной пар, вода — лед. При фазовых переходах справедливо уравнение первого начала термодинамики (уравнение сохранения энергии)

$$dq = du + edv, \quad (2.1.1)$$

где edv — работа, производимая единицей массы при фазовом переходе; du — приращение внутренней энергии.

Для установления зависимости давления насыщения от температуры необходимо ввести понятие термодинамического потенциала. Термодинамическим потенциалом называется сумма

$$\Phi = u + ev - T\varphi, \quad (2.1.2)$$

где φ — энтропия. Из определения энтропии следует, что при обратимых процессах

$$d\varphi = dq/T \quad \text{или} \quad dq = Td\varphi. \quad (2.1.3)$$

Уравнение (2.1.1), если ввести в него энтропию, можно записать

$$Td\varphi = du + edv \quad \text{или} \quad du + edv - Td\varphi = 0. \quad (2.1.4)$$

Так как переход из одной фазы в другую происходит при постоянных температуре и давлении пара, то, проинтегрировав последнее уравнение, получаем

$$\int_{(1)}^{(2)} dq = T(\varphi_2 - \varphi_1) = (u_2 - u_1) + E(v_2 - v_1), \quad (2.1.5)$$

где индекс 1 относится к первой фазе, а 2 — ко второй. Из уравнения (2.1.5) следует, что термодинамический потенциал сохраняет постоянное значение при изменении фазы

$$u_1 + Ev_1 - T\varphi_1 = u_2 + Ev_2 - T\varphi_2,$$

следовательно,

$$\Phi_1 = \Phi_2. \quad (2.1.6)$$

Кроме процесса изменения фазы при температуре T , которой соответствует давление насыщенного пара E , рассмотрим переход из одного фазового состояния в другое при температуре $T + dT$. Соответствующие этой температуре термодинамический потенциал и давление насыщенного пара обозначим через $\Phi + d\Phi$ и $E + dE$. Поскольку термодинамический потенциал при фазовых переходах сохраняет свое значение, то

$$\Phi_1 + d\Phi_1 = \Phi_2 + d\Phi_2. \quad (2.1.7)$$

С учетом (2.1.6) это равенство принимает вид

$$d\Phi_1 = d\Phi_2. \quad (2.1.8)$$

Дифференциал термодинамического потенциала по выражению (2.1.2) равен

$$d\Phi = du + Edv - Td\varphi + vdE - \varphi dT. \quad (2.1.9)$$

Из уравнения (2.1.4) сумма первых трех слагаемых в правой части (2.1.9) равна нулю. Поэтому для состояния насыщения

$$d\Phi = vdE - \varphi dT. \quad (2.1.10)$$

На основании уравнений (2.1.8) и (2.1.10) получаем

$$v_1 dE - \varphi_1 dT = v_2 dE - \varphi_2 dT.$$

Выразим

$$\frac{dE}{dT} = \frac{\varphi_2 - \varphi_1}{v_2 - v_1}. \quad (2.1.11)$$

Согласно (2.1.3), при изотермическом процессе

$$\varphi_2 - \varphi_1 = \int_{(1)}^{(2)} \frac{dq}{T} = \frac{1}{T} \int_{(1)}^{(2)} dq = \frac{L_{1,2}}{T}, \quad (2.1.12)$$

где $L_{1,2}$ — удельная теплота перехода из состояния 1 в состояние 2. Тогда уравнение (2.1.11) представим

$$\frac{dE}{dT} = \frac{L_{1,2}}{T(v_2 - v_1)}. \quad (2.1.13)$$

Оно носит название уравнения Клаузиуса–Клапейрона. В случае перехода вода \Leftrightarrow водяной пар $L_{1,2} = L$, $v_1 \ll v_2$. Уравнение (2.1.13) принимает вид (с учетом уравнения состояния пара $E v = R_n T$)

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_n} \frac{dT}{T^2}. \quad (2.1.14)$$

Удельная теплота парообразования (конденсации) зависит от температуры. Согласно измерениям в атмосфере, эта зависимость может быть представлена в виде

$$L = L_0 - 2,72t, \quad (2.1.15)$$

где $L_0 = 2500$ кДж/кг; t — температура ($^{\circ}\text{C}$). В случае сублимации, т.е. при непосредственном переходе водяного пара в лед, удельная теплота сублимации L_c практически не зависит от температуры и равна 2837 кДж/кг. При наблюдаемых в атмосфере температурах относительное отклонение L от L_0 не превышает 5%, поэтому в первом приближении можно считать $L = L_0 = \text{const}$. В этом случае интеграл уравнения (2.1.14) имеет вид

$$\lg \frac{E}{E_0} = \frac{L_0}{R_n} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right), \quad (2.1.16)$$

где E_0 — давление насыщенного пара при температуре T_0 . Полагая, что в этой формуле $T_0 = 273,15$ К, $E_0 = 6,1078$ гПа, $R_n = 460$ кДж/(кг·К), получаем

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{8,61503t}{273,15+t}}. \quad (2.1.17)$$

Если учесть зависимость L от температуры по соотношению (2.1.15), то формула для давления насыщенного пара примет следующий вид:

$$\lg E = 26,25102 - \frac{3049,50}{T} - 5,86970 \lg T, \quad (2.1.18)$$

где E — в гектопаскалях. Значения давления насыщения водяного пара, рассчитанные по формулам (2.1.17, 2.1.18) и определенные экспериментально, приведены в табл. 2.1.1.

Таблица 2.1.1

Давление насыщения, гПа							
$T^{\circ}\text{C}$	-30	-20	-10	0	10	20	30
Формула (2.1.17)	0,528	1,274	2,874	6,108	12,306	23,585	43,494
Формула (2.1.18)	0,507	1,252	2,862	6,108	12,260	23,303	42,174
Эксперимент	0,509	1,254	2,863	6,108	12,272	23,373	42,430

Формула (2.1.18) дает значения более близкие к экспериментальным данным. Путем замены L на L_c можно получить аналогичные формулы и для давления насыщенного пара над льдом $E_{\text{л}}$:

$$\ln \frac{E_{\text{л}}}{E_0} = \frac{L_c}{R_n} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right), \quad (2.1.19)$$

или

$$E_{\text{л}} = E_0 \cdot 10^{\frac{9,76421t}{273,15+t}}. \quad (2.1.20)$$

На практике пользуются экспериментальными значениями E , на их основе получены эмпирические формулы для давления насыщенного пара. Одна из формул предложена Магнусом

$$E = E_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}}, \quad (2.1.21)$$

где постоянные a и b отличаются от теоретических, их значения для воды составляют соответственно 7,63 и 241,9, для льда 9,5 и 265,5. Рекомендованные Всемирной метеорологической организацией (ВМО) формулы для E и $E_{\text{л}}$ имеют вид

$$\lg E = 10,79574 \left(1 - \frac{T_1}{T} \right) - 5,02800 \lg \frac{T}{T_1} + 1,50475 \cdot 10^{-4} \left[1 - 10^{-8,2969(T/T_1 - 1)} \right] + \quad (2.1.22)$$

$$+ 0,42873 \cdot 10^{-3} \left[10^{4,76955(1 - T_1/T)} - 1 \right] + 0,78614;$$

$$\lg E_{\text{л}} = -9,09685 \left(\frac{T_1}{T} - 1 \right) - 3,56654 \lg \frac{T_1}{T} + 0,87682 \left(1 - \frac{T}{T_1} \right) + 0,78614. \quad (2.1.23)$$

Формулы установлены теоретическим путем, а числовые множители уточнены на основе анализа опытных данных. Полные данные E и $E_{\text{л}}$ имеются в «Психрометрических таблицах».

Зависимость давления насыщения от температуры можно представить в графике. Точка O носит название тройной точки, ее координаты $t_1 = 0,01^\circ\text{C}$ ($T_1 = 273,16 \text{ K}$), $E_1 = 6,1114 \text{ гПа}$. При этих значениях температуры и давления все три фазы воды находятся в состоянии равновесия. При положительных температурах выше температуры плавления вода может находиться лишь в жидком и газообразном состоянии. С увеличением температуры выше температуры тройной точки давление насыщения растет сначала медленно, а затем все быстрее (особенность показательной функции, представляющей зависимость E от T).

Кроме тройной точки кривая $E = E(T)$ проходит через точки с координатами $t = 100^\circ\text{C}$, $E = 1013,2 \text{ гПа}$ (точка кипения воды при нормальном давлении воздуха) и $t_{\text{кр}} = 374^\circ\text{C}$, $E_{\text{кр}} = 221\,000 \text{ гПа}$ — критическая точка K . Пусть температура изменилась на одно и то же

значение $\Delta T = 1^\circ\text{C}$ вблизи точек с температурой T_1 и T_2 . Для обоих значений температуры определим приращения давления насыщенного водяного пара ΔE_1 и ΔE_2 , соответствующие приращению температуры. Из рис. 2.1.1 и из формулы (2.1.14) следует, что $\Delta E_2 > \Delta E_1$. В реальной атмосфере это приводит к тому, что при понижении температуры насыщенного воздуха на одно и то же значение (например, на 1°C) при высоких температурах водяного пара конденсируется больше, чем при низких.

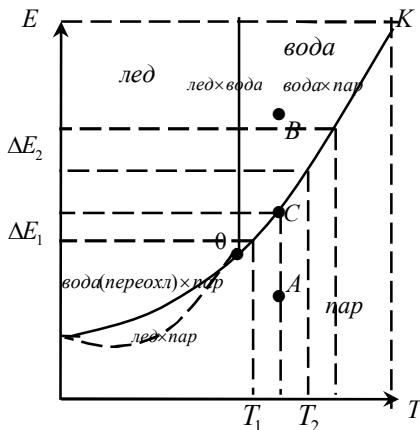


Рис. 2.1.1. Зависимость давления насыщения от температуры и фазового состояния

Если температура ниже температуры тройной точки, вода может находиться как в твердом (лед), так и в жидком состоянии. При этом следует подчеркнуть, что состояние переохлаждения может оказаться достаточно устойчивым (метастабильным). Сравним давление насыщенного водяного пара над переохлажденной водой и льдом при отрицательных температурах. Силы сцепления вылетающих молекул водяного пара с молекулами воды меньше сил их сцепления с молекулами льда. Это приводит к тому, что равновесное давление водяного пара над переохлажденной водой больше давления насыщенного пара над льдом (при одной и той же температуре). Точки, расположенные между кривыми давления насыщенного водяного пара над переохлажденной водой и льдом, соответствуют или газообразному состоянию, когда в атмосфере присутствует переохлажденная вода, или твердому состоянию, когда в атмосфере

присутствует лед. Значения давления насыщенного водяного пара над водой (E) и льдом ($E_{\text{л}}$), их разности ($\Delta E_{\text{л}} = E - E_{\text{л}}$) и отношения ($f_{\text{л}} = E_{\text{л}}/E$) приведены в табл. 2.1.2. Они показывают, что при температуре около -12°C разность $\Delta E_{\text{л}}$ достигает максимума. Отношение $f_{\text{л}}$ с понижением температуры монотонно убывает.

Таблица 2.1.2

Давление насыщенного водяного пара, разность над водой и льдом и их отношение

$t^{\circ}\text{C}$	E гПа	$E_{\text{л}}$ гПа	$\Delta E_{\text{л}}$ гПа	$f_{\text{л}}\%$
0	6,108	6,108	0,000	100
-5	4,215	4,015	0,200	95,3
-10	2,863	2,597	0,266	90,7
-11	2,644	2,376	0,268	89,8
-12	2,441	2,172	0,269	87,0
-15	1,912	1,652	0,260	86,4
-20	1,254	1,032	0,222	82,2
-25	0,807	0,632	0,175	78,4
-30	0,509	0,380	0,129	74,6
-35	0,314	0,223	0,091	71,1
-40	0,189	0,128	0,061	67,7
-45	0,111	0,0720	0,039	64,8
-50	0,0636	0,0400	0,0242	61,9
-60	0,0188	0,0108	0,0080	57,5
-70	0,00475	0,00262	0,00213	55,0
-80	0,00110	0,000547	0,000563	49,2

Факторы, влияющие на давление насыщения. *Кривизна испаряющей поверхности.* Рассмотрим три вида испаряющих поверхностей: выпуклую, плоскую и вогнутую. Каждая молекула водяного пара взаимодействует с молекулами жидкости. Введем понятие радиуса сферы взаимодействия отдельной молекулы. Если поверхность выпуклая, то в сферу взаимодействия попадает меньше молекул жидкости, чем при плоской поверхности (если вогнутая, то больше). Это приводит к тому, что вылет молекул из выпуклой поверхности облегчен (из вогнутой — затруднен) по сравнению с плоской поверхностью. По этой причине давление насыщения над выпуклой поверхностью больше, чем над плоской, а давление насыщения над плоской поверхностью в свою очередь больше, чем над вогнутой, $E_{\text{вып}} > E > E_{\text{вог}}$. В условиях атмосферы выпуклую поверхность имеют капли воды. Обозначим давление насыщения над

капель радиусом r через E_r . Согласно известной формуле Томпсона, E_r и E связаны соотношением

$$\ln \frac{E_r}{E} = \frac{2\sigma}{R_n \rho_k T r}, \quad (2.1.24)$$

где σ — коэффициент поверхностного натяжения на границе вода — водяной пар, или удельная поверхностная энергия (Дж/м²); ρ_k — плотность воды (капли). В зависимости от температуры значения σ изменяются:

$t, ^\circ\text{C}$	-5	0	10	20	30
$\sigma, \text{мДж/м}^2$	76,42	75,64	73,22	72,75	71,18

Из данных следует, что коэффициент поверхностного натяжения очень медленно убывает при возрастании температуры. Формула (2.1.24) справедлива как для выпуклой ($r > 0$), так и для вогнутой ($r < 0$) поверхности. Введем в рассмотрение разность $\Delta E_r = E_r - E$. Тогда $E_r = E + \Delta E_r$ и формула (2.1.24) принимает вид

$$\ln \frac{E_r}{E} = \ln \left(1 + \frac{\Delta E_r}{E} \right) = \frac{2\sigma}{R_n \rho_k T r}. \quad (2.1.25)$$

Так как $\Delta E_r/E$ значительно меньше единицы, то, разлагая левую часть (2.1.25) в ряд и сохраняя в нем малые первого порядка величины, получаем

$$\ln \left(1 + \frac{\Delta E_r}{E} \right) \approx \frac{\Delta E_r}{E} = \frac{c_r}{r}, \quad \text{или} \quad E_r = E \left(1 + \frac{c_r}{r} \right), \quad (2.1.26)$$

где $c_r = \frac{2\sigma}{R_n \rho_k T r}$ — величина, которую можно считать постоянной (c_r

$\approx 1,2 \cdot 10^{-7}$ см). Отношение E_r/E в зависимости от r принимает следующие значения:

$r, \text{см}$	10^{-7}	$2 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	10^{-6}	$2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	10^{-5}	10^{-4}	$4 \cdot 10^{-4}$
$E_r/E, \%$	332	182	135	113	106	103	101,2	100,12	100,03

Данные показывают, что для начала конденсации водяного пара на очень мелких частицах, например, на комплексах молекул и подвижных ионах радиусом порядка 10^{-7} см, необходимо большое пересыщение водяного пара (четырёхкратное). Однако если радиус капли больше 10^{-4} см (1 мкм), то отношение E_r/E для такой капли практически равно единице, т. е. кривизна не влияет на насыщение (радиус большинства капель больше 1 мкм). Это говорит о том, что в облаках и туманах, если они достаточно устойчивы и не рассеиваются, относительная влажность должна быть близка к 100 %.

Растворы солей. В реальных условиях атмосферы водяной пар конденсируется на ядрах конденсации, которые представляют собой

частицы всевозможных солей (прежде всего NaCl) и других веществ. Давление насыщенного водяного пара над раствором всегда меньше (при одной и той же температуре) давления насыщенного пара над чистой водой. Если $E_{r,m}$ — равновесное давление пара над каплей раствора радиусом r , то, как следует из теории,

$$E_{r,m} = E_r \left(1 + \frac{c_m m}{M - m} \right)^{-\rho_k / \rho'_k}. \quad (2.1.27)$$

В этой формуле m — масса соли, растворенной в капле; M — масса раствора (капли); ρ'_k — плотность раствора; ρ_k — плотность чистой воды; c_m — коэффициент, зависящий от химической природы соли и растворителя, а также от температуры.

Если воспользоваться соотношением (2.1.24), то формулу (2.1.27) можно переписать в виде

$$\frac{E_{r,m}}{E} = \frac{f_m}{100} = \left(1 + \frac{c_m m}{\frac{4}{3}\pi r^3 \rho'_k - m} \right)^{-\rho_k / \rho'_k} \exp \left(\frac{2\sigma'}{R_n \rho'_k T r} \right), \quad (2.1.28)$$

где $\frac{4}{3}\pi r^3 \rho'_k = M$; σ' — поверхностное натяжение раствора; f_m —

относительная влажность воздуха, находящегося в равновесии с каплей раствора. После достижения значения $f_m = 100\%$ дальнейшее увеличение размеров капли возможно только при наличии некоторого пересыщения водяного пара ($f > 100\%$). На этой стадии раствор уже настолько разбавлен, что формула (2.1.28) может быть существенно

упрощена. Прежде всего $\rho'_k \approx \rho_k$, то $m \ll \frac{4}{3}\pi r^3 \rho'_k$, а если еще

воспользоваться соотношением (2.1.26), то формулу (2.1.28) можно записать для этой стадии ($f_m > 100\%$) в виде

$$\frac{f_m}{100} \approx \left(1 + \frac{a_m}{r^3} \right)^{-1} \left(1 + \frac{c_r}{r} \right),$$

или

$$\frac{f_m}{100} \approx \left(1 + \frac{a_m}{r^3} \right) \left(1 + \frac{c_r}{r} \right) \approx 1 + \frac{c_r}{r} - \frac{a_m}{r^3}, \quad (2.1.29)$$

где $a_m = 3c_m m / 4\pi \rho'_k$ — постоянная для данной капли. Формула (2.1.29) позволяет наиболее просто найти тот радиус капли r_m , при котором равновесная относительная влажность f_m достигает максимума. Для этого, как известно, достаточно найти производную df_m/dr и приравнять ее к нулю. Поступая так, находим

$$r_m^3 = \frac{3a_m}{c_r}, \quad \frac{f_m^*}{100} = 1 + \left(\frac{4c_r^3}{27a_m} \right)^{1/2}, \quad (2.1.30)$$

где f_m^* — максимальное критическое значение относительной влажности f_m при радиусе капли r_m . Если ядрами являются другие вещества с относительной молекулярной массой μ_c , то приведенные значения r_m нужно умножить, а значения $f_m - 100$ разделить на $(58,5/\mu_c)^{1/2}$. Конденсация водяного пара на ядрах начинается при определенном значении относительной влажности, зависящей от природы ядра. В случае хлористого натрия это значение составляет 78%.

Критическое пересыщение не превышает 0,4–0,5%. До критической точки (точка K) разность между фактическим давлением водяного пара e в воздухе и давлением насыщенного пара $E_{r,m}$ на поверхности капли по мере увеличения размеров капли уменьшается. Вследствие этого процесс конденсации водяного пара и рост капли со временем замедляются. В целом рост капли на этой стадии (предоблачной) протекает медленно. Но как только критическая точка пройдена, условия роста капли изменяются: при увеличении радиуса разность $e - E_{r,m}$, а вместе с этим и скорость конденсации со временем возрастают (при том, конечно, условии, что давление водяного пара в воздухе остается постоянным, несколько превышающим критическое давление). Это приводит к быстрому укрупнению капель и образованию облака. Однако надо иметь в виду, что такие простые закономерности роста капли, которые следуют из анализа формулы (2.1.28), справедливы лишь в отношении одной изолированной капли. В реальных условиях (в облаках) происходит рост огромной совокупности капель. Закономерности их роста, совершенно естественно, более сложны, чем закономерности, установленные для одной капли.

Электрические заряды. Наличие на капле электрического заряда того или другого знака приводит, как показывает теория, к уменьшению равновесного давления водяного пара. Если капля радиусом r несет на себе заряд Q , то равновесное давление $E_{r,Q}$ для такой капли рассчитывается по соотношению

$$\ln \frac{E_{r,Q}}{E} = \frac{2\sigma}{R_n \rho_\kappa T r} - \frac{Q^2}{8\pi \varepsilon_0 \varepsilon r^4} \frac{1}{R_n \rho_\kappa T}, \quad (2.1.31)$$

где ε — диэлектрическая проницаемость воздуха, ε_0 — электрическая постоянная. Оценка $E_{r,Q}/E$ по формуле (2.1.31) показывает, что с влиянием электрических зарядов необходимо считаться только в случае мелких капель радиусом 10^{-6} см.

Ядра конденсации. Наблюдения в камере Вильсона показывают, что конденсация водяного пара в абсолютно чистом воздухе может происходить лишь при больших пересыщениях (от четырех- до восьмикратных). Причиной образования зародышевых капель в отсутствие примесей являются колебания (флуктуации) плотности водяного пара. При этих колебаниях образуются комплексы молекул, которые в определенных условиях могут приобрести устойчивость и стать зародышами капель воды. Получены следующие значения радиуса r , числа устойчивых молекулярных комплексов N водяного пара и необходимого для их образования пересыщения E_p/E :

$r \cdot 10^{-8}$, см	3,39	3,65	3,85	4,07	4,24	4,41	4,56	4,70	4,85
E_p/E	80	25	17	15,4	13,2	12,0	10,9	10,0	9,3
N , см ⁻³	10^{12}	10^{10}	10^7	10^5	10^3	10^1	10^{-2}	10^{-5}	10^{-8}

Для появления такого числа комплексов молекул водяного пара, которое было бы сравнимо с числом капель в реальных облаках и туманах, необходимо 12 кратное пересыщение и более. Присутствие во влажном воздухе заряженных молекулярных комплексов легких ионов облегчает образование жизнеспособных зародышей капель, в этом случае конденсация начинается при четырехкратном пересыщении на отрицательных ионах и при шестикратном — на положительных. Такие пересыщения в реальных условиях атмосферы никогда не наблюдаются, так как в ней всегда присутствуют гигроскопические частицы примесей (ядра конденсации). Различают нерастворимые (но смачиваемые) и растворимые ядра конденсации. К первым относятся частицы почвы и горных пород, дыма, органических веществ, микроорганизмы и др. Другим видом ядер конденсации являются частицы растворимых в воде веществ, например, какой-либо соли или кислоты. Растворимые ядра конденсации поступают в атмосферу в результате сжигания каменного угля, который содержит от 0,3 до 20% серы. Из серы в результате сгорания образуется сернистый газ SO_2 , который при посредстве различных окислителей может превращаться в серный ангидрид SO_3 и затем в серную кислоту H_2SO_4 , растворимую и очень гигроскопичную. Приближенные оценки показывают, что в среднем за год в атмосферу поступает около 20 млн т сернистого газа. Гигроскопические ядра конденсации образуются также из морских брызг и пены. Последующее испарение их приводит к образованию мельчайших частиц морской соли. Морская соль состоит из 77,8% хлористого натрия ($NaCl$), 10,9% хлористого магния ($MgCl_2$) и небольшого количества серноокислых магния, калия и кальция. Только при сильных и штормовых ветрах (скорость 10 м/с и более) с поверхности Мирового океана поступает в атмосферу около $2,7 \cdot 10^{10}$ т морской соли в год. Ядра конденсации образуются также при

выветривании земной поверхности, в результате лесных и степных пожаров, вулканической деятельности и сгорания метеоритов.

Принято следующее распределение ядер по их происхождению: ядра морского происхождения — 20%; продукты сгорания — 40%; частицы почвы — 20%; ядра неизвестной природы — 20%. Число ядер конденсации колеблется в широких пределах. Среднее число ядер в 1 см^3 вблизи земной поверхности составляет около 150000 в больших городах, 35 000 – в небольших, 9500 – в сельской местности, 940 – над океанами и в горах. Судя по концентрации капель в нижней части облаков, число активных ядер колеблется от 10^2 до 10^3 см^{-3} . Над материками большинство ядер неактивны и не принимают участия в конденсации. С увеличением высоты число ядер конденсации убывает. Среднее число ядер конденсации n в 1 см^3 на различных высотах составляет:

z , км	0	0,1–0,5	0,5–1	1–1,5	1,5–2	2–2,5	2,5–3	3–4
n	13000	8800	3250	2540	1440	1170	640	340

Ядра конденсации при движении сталкиваются друг с другом, часть таких столкновений приводит к слипанию (объединению) ядер и этот процесс называется коагуляцией. При одном и том же значении n_0 более мелкие частицы коагулируют быстрее, чем крупные. В неоднородном аэрозоле скорость уменьшения числа частиц под влиянием коагуляции возрастает. В крупных городах число ядер конденсации вблизи поверхности Земли заметно уменьшается от зимы к лету (минимум концентрации в июне). Причиной такого изменения концентрации ядер в течение года является колебание интенсивности турбулентного обмена. Летом при более развитом обмене ядра переносятся в более высокие слои, что ведет к уменьшению их концентрации вблизи земной поверхности и увеличению ее на более высоких уровнях. Немаловажную роль играет также изменение выброса ядер в атмосферу в результате хозяйственной деятельности человека. Зимой их выбрасывается в атмосферу больше, чем летом (в основном за счет отопления). Такой же, как вблизи земной поверхности, годовой ход концентрации ядер конденсации наблюдается примерно до высоты 500 м. Начиная с уровня 750 м происходит обращение годового хода: здесь наибольшие концентрации наблюдаются летом, наименьшие – зимой, что также обусловлено турбулентным обменом. В южных пунктах (в частности, в Ташкенте) максимум концентрации ядер конденсации до высоты 1500 м наблюдается в конце лета и осенью, а минимум — весной и в начале лета. Такой ход объясняется увеличением запыленности приземного слоя пылью, поднимаемой с почвы в конце лета. Под

задерживающими турбулентный обмен слоями (особенно инверсиями) число ядер конденсации увеличивается. Внутри кучевого облака число свободных ядер конденсации значительно меньше, чем на тех же уровнях вне облака. При этом количество исчезающих ядер в несколько раз больше числа наблюдающихся в том же объеме капель. Число ядер конденсации, содержащихся в кучевом облаке, приведено в табл. 2.1.3.

Таблица 2.1.3

Число ядер конденсации в 1 см^3 , содержащихся в Сп облаке

Измерение	$n_{\text{макс}}$	$n_{\text{мин}}$	$n_{\text{ср}}$
Под облаком	6680	1340	4450
В основании	1670	1110	1360
В середине	980	400	730
На вершине	490	90	220
Над облаком	730	240	500

В атмосфере встречаются ядра конденсации, размер которых изменяется в широких пределах — от 10^{-7} до 10^{-3} см. В настоящее время ядра конденсации по размерам делят на три группы: частицы радиусом от $5 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ см, которые называют ядрами Айткена; частицы радиусом от $2 \cdot 10^{-5}$ до 10^{-4} см, называемые крупными ядрами; частицы радиусом больше 10^{-4} см, называемые гигантскими ядрами конденсации. Несмотря на то, что число крупных и гигантских ядер мало по сравнению с количеством ядер Айткена, вклад их в общую массу ядер наибольший. Отметим, что далеко не все содержащиеся в атмосфере частицы примесей являются центрами конденсации, на которых образуются капли облаков и туманов. Водяной пар конденсируется на сравнительно небольшом числе частиц, содержащихся в облачном воздухе. Основным источником активных ядер конденсации являются продукты сгорания. Активность частиц как ядер конденсации определяется не только степенью гигроскопичности и размером частиц, но и поверхностным натяжением, и пористостью поверхности.

2.2. Морфологическая и генетическая классификации облаков

Общее описание. Различия в структуре и во внешнем виде облаков объясняются различиями в условиях их возникновения. Поэтому облака можно разделить на несколько генетических типов. Различают облака внутримассовые и фронтальные. Первые обязаны своим происхождением процессам внутри воздушных масс, вторые —

процессам, связанным с фронтами, т.е. происходящим на границах между воздушными массами. Облака делят на три класса:

1. Кучевообразные (облака конвекции) — сильно развитые по вертикали и имеющие сравнительно небольшую горизонтальную протяженность. Их образование связано с сильно развитой конвекцией при неустойчивой стратификации (рис. 2.2.1).

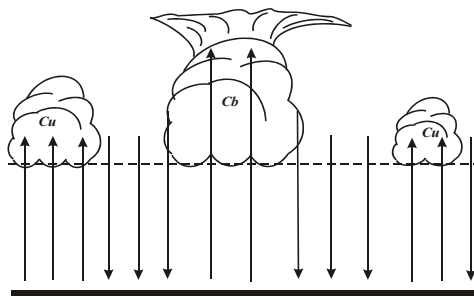


Рис. 2.2.1. Схема возникновения облаков конвекции

В среднем скорость восходящих токов при облакообразовании порядка 3–6 м/с, но в отдельных случаях выше 10 и даже 20 м/с. Вокруг облака наблюдаются более слабые нисходящие движения. Процессы образования определяют и характерный внешний вид облаков, позволяющий назвать их кучевообразными. Для сильного развития облаков конвекции очень важно, чтобы воздушная масса до значительной высоты обладала неустойчивостью стратификации. Это значит, что вертикальные градиенты температуры в ней до уровня конденсации (где начинается облакообразование) должны быть выше сухоадиабатического или, по крайней мере, близки к нему, а над уровнем конденсации — выше влажноадиабатического. В холодных воздушных массах, движущихся над теплой поверхностью, облака конвекции возникают и над сушей, и над морем. Но над сушей летом они развиваются также в местных воздушных массах над сильно прогреваемой днем поверхностью почвы. В таких случаях облакообразование имеет особенно ярко выраженный суточный ход: облака получают наибольшее развитие в послеполуденные часы (часто с грозами, иногда с градом) и исчезают ночью. Менее резок, но все же существует суточный ход облаков конвекции в холодных массах. Зимой над сушей, покрытой снегом, облака конвекции редки, их развитие в холодных массах начинается весной, после того как

снежный покров растаял. Над морем облака конвекции хорошо развиты и зимой.

2. Волнистообразные облака. Распространенный по горизонтали слой облаков, имеющих вид «барашков», валов и гряд. В устойчивых воздушных массах (теплых, а зимой над сушей и местных) основной процесс развития облаков — это слабый турбулентный перенос водяного пара вместе с воздухом от земной поверхности вверх и соответствующее адиабатическое охлаждение. Слои инверсии задерживают этот перенос, под инверсией происходит накопление водяного пара и его радиационное выхолаживание. Поэтому облака и возникают преимущественно под слоем инверсии. Они обнаруживают волнистую структуру, почему и называются волнистыми. Причина такой структуры в том, что в облакообразовании участвует еще и волновой процесс: в слое инверсии, и по обе стороны от него возникают воздушные волны длиной 50–2000 м, обусловленные разрывом скорости ветра и плотности (температуры) воздуха. В гребнях этих волн воздух приподнимается вверх, в понижениях опускается вниз (рис. 2.2.2).

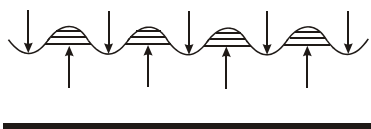


Рис. 2.2.2. Схема возникновения волнистых облаков

Поэтому облачный слой может расчлениться на отдельные валы. Кроме свободных волн в атмосфере могут возникать и вынужденные стоячие волны над горами, через которые перетекает воздух. В гребне такой стоячей волны возникает облако, кажущееся неподвижным, но в действительности все время возникающее заново во вновь приносимом воздухе. Такие облака называют облаками препятствий. Волнистые облака в суточном ходе имеют максимум повторяемости ночью, в годовом ходе — в холодный сезон.

3. Слоистообразные облака (облака восходящего скольжения). В связи с фронтами возникают облака восходящего скольжения. Они представляют собой огромные облачные системы, вытянутые в длину вдоль фронта на тысячи километров и в ширину захватывающие сотни километров. В основной своей части они имеют вид мощных облачных слоев, почему и называются слоистообразными. Фронт отделяет пологий клин холодного воздуха от лежащего рядом с ним и над ним

более теплого воздуха (рис. 2.2.3). При этом, как правило, развивается восходящее движение теплого воздуха по холодному клину.

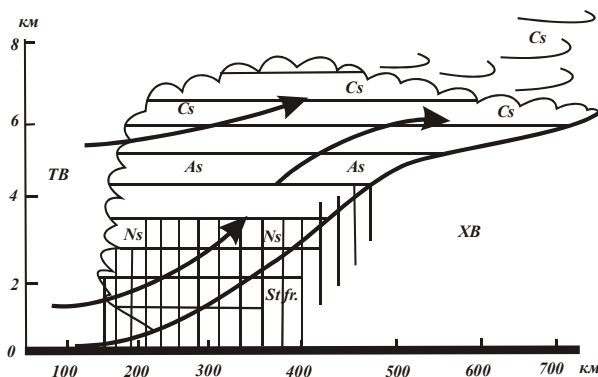


Рис. 2.2.3. Схема возникновения облаков восходящего скольжения

Так как поверхность фронта очень пологая, то в основном движение теплого воздуха представляет собой горизонтальный перенос. Но все же к этому горизонтальному переносу присоединяется небольшая вертикальная составляющая, порядка нескольких сантиметров или долей сантиметра в секунду, и это чрезвычайно важно. Медленное восходящее движение теплого воздуха по холодному клину приводит к адиабатическому охлаждению его мощных слоев и к конденсации в них водяного пара. В результате и возникает облачная система, расположенная в теплом воздухе над холодным клином. Особенно хорошо она выражена в случае теплого фронта.

Вместе с перемещением фронта перемещаются и связанные с ним облака и осадки. Появление на западном или южном горизонте вытянутых (сходящихся в перспективе) полос перистых облаков часто является предзнаменованием приближения теплого фронта с последующей более или менее мощной облачностью и осадками. В случае холодного фронта возникает, по существу, такая же облачная система, но только более узкая, которая в передней (наиболее мощной) части имеет характер кучево-дождевых облаков с ливневыми осадками, так как подъем теплого воздуха здесь более бурного характера, чем в случае теплого фронта. На так называемых фронтах окклюзии движение воздуха сложнее, но и там можно наблюдать типичную облачную систему. Фронтальные облака могут усиливаться

при приближении фронта к горному хребту. При подъеме воздушного течения по горному склону в нем могут развиваться и самостоятельные орографические облака, чаще всего кучевообразные. Фронтальная облачность в наименьшей степени обнаруживает суточный ход. Но все же днем она немного усиливается. Во внетропических широтах преобладают облака восходящего скольжения. В тропиках основное место принадлежит облакам конвекции. Облачность имеет большое значение для оборота тепла на Земле. Она отражает прямую солнечную радиацию и, следовательно, уменьшает ее приток к земной поверхности. Она также увеличивает рассеяние радиации, уменьшает эффективное излучение, меняет условия освещенности. Хотя современные самолеты летают выше среднего яруса облаков и даже выше верхнего яруса, облачность может затруднить взлет и посадку самолета, мешает ориентации без приборов, может угрожать обледенением самолета.

Суточный ход облачности сложен и в большой степени зависит от рода облаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака, связанные с выхолаживанием воздуха от земной поверхности и со сравнительно слабым турбулентным переносом водяного пара вверх, имеют максимум ночью и утром. Кучевообразные облака, связанные с неустойчивостью стратификации и хорошо выраженной конвекцией, возникают преимущественно в дневные часы и исчезают к ночи. Правда, над морем, где температура подстилающей поверхности почти не имеет суточного хода, облака конвекции также его почти не имеют, или слабый максимум приходится на утро. Облака восходящего скольжения, связанные с фронтами, не имеют ясного суточного хода. В результате в суточном ходе облачности над сушей в умеренных широтах летом намечаются два максимума утром и, более значительный, после полудня. В холодное время года, когда конвекция слаба или отсутствует, преобладает утренний максимум, который может стать единственным. В тропиках весь год преобладает послеполуденный максимум, так как там важнейшим облакообразующим процессом является конвекция. На высокогорных станциях, особенно летом, минимум наблюдается ночью, когда облака располагаются низко, а максимум — после полудня, при развитии конвекции.

В годовом ходе облачность в разных климатических областях меняется по-разному. Над океанами высоких и средних широт годовой ход вообще невелик, с максимумом летом или осенью и минимумом весной. Так, на Маточкином Шаре (Новая Земля) в сентябре и октябре — 8,5, в апреле — 7,0; на Фарерских островах в августе — 7,9, в

апреле — 7,0 баллов. В Европе максимум приходится на зиму, когда наиболее развита циклоническая деятельность с ее фронтальной облачностью, а минимум — на весну или лето, когда преобладают облака конвекции. Так, в Москве в декабре — 8,5, в мае — 5,4; в Вене в декабре — 7,8, в августе — 5,0 баллов. В Восточной Сибири и в Забайкалье, где зимой господствуют антициклоны, максимум приходится на лето или осень, а минимум — на зиму. Так, в Красноярске в октябре — 7,3, в феврале — 5,3; в Чите в июле — 6,7, в январе — 3,3 балла. В муссонной области Дальнего Востока годовой ход такой же, но амплитуда его больше: во Владивостоке в июне и июле — 7,7, а в январе — 2,8 балла. В субтропиках, где летом преобладают антициклоны и куда зимой распространяется циклоническая деятельность, максимум приходится на зиму, а минимум на лето, как и в умеренных широтах Европы, но амплитуда здесь больше. Так, в Афинах в декабре — 5,9, в июне — 1,1 балла. Таков же годовой ход и в Средней Азии, где летом воздух очень далек от насыщения вследствие высоких температур, а зимой существует довольно интенсивная циклоническая деятельность: в Ташкенте в январе — 6,4, в июле — 0,9 балла.

В тропиках, в областях пассатов, максимум облачности приходится на лето, а минимум на зиму: в Камеруне в июле — 8,9, в январе — 5,4 балла. В муссонном климате тропиков годовой ход такой же, но резче выраженный: в Дели в июле — 6,0, в ноябре — 0,7 балла. На высокогорных станциях в Европе минимум облачности наблюдается главным образом зимой, когда горы лежат выше слоистых облаков, закрывающих долины (кроме наветренных склонов); максимум — летом, при развитии облаков конвекции. Поверхность земного шара закрыта облаками более чем наполовину. Среднее распределение облачности по широтам представлено на рис. 2.2.4.

От самых высоких широт к субполярным облачность растет и достигает максимума в зоне 70–60° широты. Это связано с максимальным развитием циклонической деятельности в субполярных широтах, особенно над морями. Затем к субтропическим широтам облачность убывает и достигает минимума в зоне 30–20°. Этот минимум связан с субтропическими антициклонами. Дальше к экватору облачность снова увеличивается: это зона пассатов с их кучевыми облаками и затем внутритропическая зона конвергенции вблизи экватора, где встречаются пассаты двух полушарий и развивается сильная конвекция.

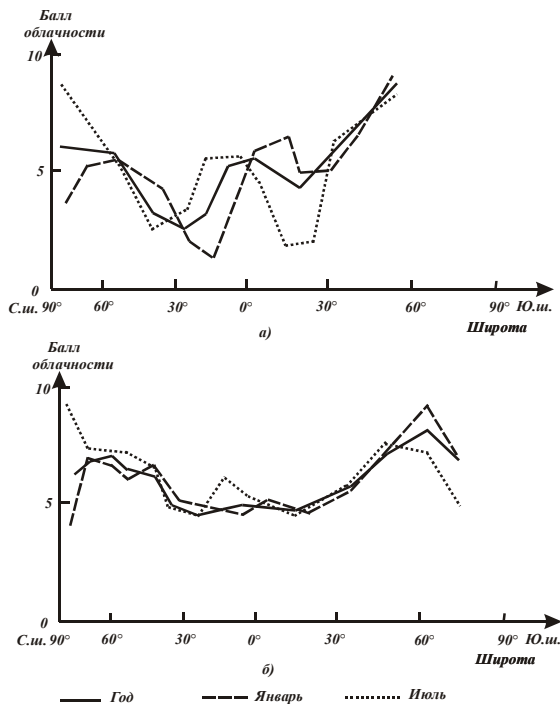


Рис. 2.2.4. Среднее распределение облачности над материками (а) и океанами (б)

Вертикальные движения. Определяющую роль в формировании поля облаков играют вертикальные движения, или токи воздуха. В зависимости от горизонтальных размеров тех областей, в пределах которых вертикальная скорость (w) сохраняет один и тот же знак ($w > 0$ или $w < 0$), вертикальные движения принято делить на три класса. Первый класс составляют микромасштабные (пульсационные), второй — мезомасштабные и третий — макромасштабные вертикальные движения. С этой классификацией тесно связано деление облаков по генетическому принципу, т.е. по условиям образования. Согласно этому принципу, облака подразделяются на слоистообразные, волнистообразные и кучевообразные (рассмотрели выше). Макро- или крупномасштабные вертикальные движения связаны с такими барическими системами, как циклоны и антициклоны, ложбины и гребни, которые принято называть синоптическими вихрями или системами. Горизонтальный размер (L) таких вихрей колеблется от сотен до нескольких тысяч километров ($L \approx 5 \cdot 10^2$ до 10^3 км),

вертикальный масштаб H составляет несколько километров. Поскольку в областях пониженного давления (циклонах и ложбинах) наблюдается сходимость (конвергенция) воздушных течений, то в них преобладают восходящие вертикальные движения ($w > 0$). В областях повышенного давления (антициклонах и гребнях), наоборот, преобладают нисходящие вертикальные движения ($w < 0$), обусловленные расхождением (дивергенцией) воздушных течений. Скорость вертикальных движений (ее модуль) крупного, или синоптического, масштаба имеет порядок 10^1 – 10^0 см/с, или 10^{-3} – 10^{-2} м/с. Под непосредственным влиянием вертикальных движений синоптического масштаба образуются обширные облачные поля (системы), называемые слоистообразными облаками. К ним относятся слоисто-дождевые (Ns), высокослоистые (As) и перисто-слоистые (Cs) облака. Горизонтальная протяженность (размер) слоистообразных облаков имеет такой же порядок, что и масштаб синоптических вихрей (циклонов и ложбин). С образованием и развитием слоистообразных облаков тесно связано формирование атмосферных фронтов. Поэтому эти облака называют также фронтальными. Вертикальные движения синоптического масштаба оказывают существенное влияние на образование и эволюцию двух других классов облаков. Под влиянием распределения w по высоте изменяется во времени термическая стратификация атмосферы. В приземном слое в изменении стратификации значительна также роль радиации, поглощаемой и теряемой земной поверхностью. В тех случаях, когда стратификация становится сухонеустойчивой ($\gamma > \gamma_a$) в ненасыщенном влажном воздухе и влажнонеустойчивой ($\gamma > \gamma'_a$) в насыщенном, определяющую роль в формировании поля вертикальной скорости начинает играть сила плавучести (разность между силой Архимеда и силой тяжести). Возникающие при этом мезомасштабные вертикальные скорости имеют порядок 10^1 – 10^3 см/с, или 10^{-1} – 10^1 м/с. Под влиянием таких вертикальных движений образуются кучевообразные облака, называемые также конвективными. Их горизонтальная протяженность изменяется от сотен метров до 100 км. К конвективным облакам относятся кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb) облака. Большая часть (свыше 80 %) волнистообразных облаков (St, Sc, Ac, Cc) имеют переносную природу: они формируются в областях повышенного давления из принесенных сюда слоистообразных облаков в процессе их эволюции под влиянием нисходящих вертикальных движений синоптического масштаба. Часть волнистообразных облаков образуется из приподнятого тумана как радиационного, так и адвективного происхождения. Волнистообразный вид этих облаков

обусловлен волновыми движениями, возникающими в инверсионных слоях или под влиянием неоднородностей земной поверхности, в частности гор и возвышенностей. Просвечивающие облака в форме валов или ячеек, как правило, малой толщины могут образоваться и под непосредственным воздействием волновых движений — за счет охлаждения воздуха в гребне волны. Микромасштабные движения носят неупорядоченный пульсационный (турбулентный) характер. Накладываясь на движения большего масштаба, они оказывают влияние на условия образования и развития всех форм облаков, равно как на поля других метеовеличин (температуры, влажности, скорости ветра). Учитываются микромасштабные движения статистически — путем введения в уравнения турбулентных членов. Именно в облаках, таких как кучево-дождевые, мощные кучевые, слоисто-дождевые, турбулентные движения наиболее интенсивны и, следовательно, при наличии облаков оказывают существенное влияние на все характеристики атмосферных процессов.

Модель образования слоистообразных облаков. Эти облака образуются в ложбинах под влиянием восходящих вертикальных движений синоптического масштаба. Поскольку в области ложбины наблюдается сходимостъ воздушных потоков (по направлению к оси ложбины) и воздух не может проникать вниз через земную поверхность, то в такой области воздух должен подниматься вверх — совершать восходящее движение ($w > 0$). Обратимся к уравнениям для изменения температуры (T) и влажности воздуха во времени на произвольной высоте под влиянием вертикальных движений со скоростью w (уравнение притока тепла (частные виды)):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = w(\gamma - \gamma_a) \text{ и } \frac{\partial s}{\partial t} = -w \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (2.2.1)$$

где $\gamma = -\partial T / \partial z$ — вертикальный градиент температуры T , γ_a — сухоадиабатический градиент, s — массовая доля водяного пара. Поскольку выше приземного слоя вертикальная стратификация всегда сухоустойчивая ($\gamma < \gamma_a$), то из последних уравнений следует, что местная производная от T по времени меньше нуля ($\partial T / \partial t < 0$, поскольку $w > 0$ и $\gamma - \gamma_a < 0$), а производная от s по t больше нуля ($\partial s / \partial t > 0$, поскольку $w > 0$ и $\partial s / \partial z < 0$ — массовая доля пара вне приземного слоя всегда уменьшается с высотой). Представим T и s в виде известных рядов Тейлора:

$$T(z, t) = T(z, 0) + \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_0 t + \left(\frac{\partial^2 T}{\partial t^2} \right)_0 \frac{t^2}{2} + \dots, \quad (2.2.2)$$

$$s(z, t) = s(z, 0) + \left(\frac{\partial s}{\partial t} \right)_0 t + \left(\frac{\partial^2 s}{\partial t^2} \right)_0 \frac{t^2}{2} + \dots, \quad (2.2.3)$$

где $T(z, 0)$ и $s(z, 0)$ — значения T и s на высоте z в начальный момент ($t = 0$), от которого ведется отсчет времени; производные с индексом «нуль» относятся к моменту $t = 0$. При малых значениях t основную роль играют линейные члены, а слагаемые, пропорциональные второй, третьей и более высоким степеням времени, малы по сравнению с линейными. Из соотношений (2.2.2) и (2.2.3) следует широко используемое правило: если первая производная по времени от некоторой метеовеличины положительна, то эта величина увеличивается во времени, и, наоборот, если производная отрицательна, то величина уменьшается во времени.

В данном случае, поскольку производная от T , согласно (2.2.1), при $w > 0$ (ложбина) меньше нуля, то $T(z, t) < T(z, 0)$, т. е. температура воздуха на всех высотах понижается, а массовая доля пара возрастает со временем: $s(z, t) > s(z, 0)$, поскольку производная от s по t больше нуля. Таким образом, относительная влажность воздуха $f = s(z, t)/s_m(z, t)$ на всех высотах в области ложбины увеличивается как за счет увеличения числителя s , так и за счет уменьшения при понижении температуры знаменателя s_m — массовой доли насыщенного пара. Отсюда следует вывод: в тех областях, где наблюдается восходящее движение ($w > 0$), по истечении определенного интервала времени сначала будет достигнуто состояние насыщения ($f = 100\%$), а затем произойдет и конденсация водяного пара — образуется облако. Величина интервала времени зависит от вертикальной скорости и начальных значений f , а также вертикальных градиентов T и s . Это заключение согласуется с данными наблюдений, в областях пониженного давления — ложбинах и циклонах — преобладает облачная погода. В областях повышенного давления — гребнях и антициклонах, где под влиянием расхожимости (в горизонтальной плоскости) воздушных потоков наблюдается нисходящее давление ($w < 0$), температура воздуха на всех высотах со временем повышается, массовая доля пара и относительная влажность уменьшаются и, следовательно, облако не только не образуется, но и принесенное сюда рассеивается, т.е. в гребнях и антициклонах преобладает безоблачная погода.

Фронтальные зоны. С образованием поля облаков в ложбинах тесно связано формирование таких важных атмосферных объектов, как фронтальные зоны. Они представляют собой сравнительно узкие (по сравнению с размерами воздушных масс) зоны, в которых горизонтальный градиент температуры существенно (на один порядок

больше). Значительный вклад в формирование фронтальной зоны вносит тепло конденсации, выделяющееся при образовании облака. Допустим, что уровень конденсации (z_k) расположен между высотами 400 и 600 м, на которых давление составляет 950 и 925 гПа соответственно. На первом уровне воздух не достиг состояния насыщения и поэтому изменение температуры во времени здесь определяется с помощью уравнения (2.2.1). В то же время уровень 600 м находится уже в облаке, здесь происходит конденсация водяного пара, и, следовательно, изменения температуры во времени под влиянием w найдем с помощью уравнения

$$\frac{\partial T}{\partial t} = w(\gamma - \gamma'_a), \quad (2.2.4)$$

где γ'_a — влажноадиабатический градиент. Если в начальный момент времени температура воздуха на нижнем уровне составляет 10°C , а на верхнем 9°C , то $\gamma = 0,5 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/м}$. При $w = 2 \text{ см/с} = 2 \cdot 10^{-2} \text{ м/с}$ температура воздуха на нижнем уровне через $t = 3 \text{ ч}$ в соответствии с (2.2.1) и (2.2.2) понизится на $2 \cdot 10^{-2} (0,5 - 0,98) \times 10^{-3} \cdot 3 \cdot 3600 \approx -2,1^\circ\text{C}$ и составит $T(400, t) = 10 - 2,1 = 7,9^\circ\text{C}$. В то же время в облаке на уровне 600 м температура воздуха под влиянием тепла конденсации понизится значительно меньше. Поскольку при принятых температуре и давлении $\gamma'_a \approx 0,53 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/м}$, то в соответствии с уравнением (2.2.4) температура воздуха на высоте 600 м понизится за 3 ч только на $2 \cdot 10^{-2} (0,5 - 0,53) 10^{-2} \times 3 \cdot 3600 \approx -0,1^\circ\text{C}$ и составит $T(600, t) = 9 - 0,1 = 8,9^\circ\text{C}$. Таким образом, в слое между 400 и 600 м через 3 ч вблизи нижней границы облака z_k будет наблюдаться инверсионное распределение температуры с градиентом $\gamma_k = -0,5^\circ\text{C/100 м}$. При других значениях w и γ градиент этот может оказаться и положительным ($\gamma_k > 0$), однако во всех случаях γ_k существенно меньше γ ниже и выше тонкого слоя вблизи z_k .

Наклонно расположенная зона, в которой вертикальный градиент температуры значительно меньше, чем ниже и выше нее, представляет собой фронтальную зону. Расположенную над фронтальной зоной систему облаков $\text{Ns}-\text{As}-\text{Cs}$ называют фронтальной облачностью. Область пересечения фронтальной зоны с горизонтальной плоскостью носит название фронта. Ширина фронта составляет несколько десятков километров, тангенс угла α , называемый наклоном фронтальной зоны, имеет порядок отношения w/v (v — проекция скорости ветра на ось y), т. е. $10^{-2} - 10^{-3}$, при толщине фронтальной зоны, равной 500 м, и $\text{tg } \alpha = 10^{-2}$ получаем ширину фронта 50 км. Фронт на синоптических картах изображают в

виде линии. Проведенный анализ приводит к выводу, что вертикальные движения синоптического масштаба служат основной причиной формирования не только слоистообразной (фронтальной) облачности, но и в сочетании с теплом конденсации вносят существенный вклад в образование самой фронтальной зоны.

Динамическая модель. Уравнения притока тепла и влаги в облаке. Исходные уравнения притока тепла и водяного пара в турбулентной атмосфере с учетом известных вами формул запишем в виде

$$\frac{d\Theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \frac{Lv}{c_p \rho}, \quad (2.2.5)$$

$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial s}{\partial z} - \frac{v}{\rho}. \quad (2.2.6)$$

Здесь Θ — потенциальная температура; s — массовая доля водяного пара; v — абсолютная скорость конденсации водяного пара, т. е. масса водяного пара, конденсирующегося на каплях за единицу времени в единичном объеме воздуха. Последнее слагаемое в правых частях уравнений (2.2.5) и (2.2.6) учитывает влияние конденсации водяного пара на изменение температуры и доли пара облачного воздуха. В уравнении (2.2.5) опущен член, выражающий радиационный приток тепла, роль которого существенна лишь вблизи границ облака (в слое толщиной не более 50 м); внутри же облака радиационный приток тепла близок к нулю. Система (2.2.5)–(2.2.6) для облака, где водяной пар находится в насыщенном состоянии, дополняется соотношением

$$s = s_m = 0,622 \frac{E(T)}{p}. \quad (2.2.7)$$

Прямой метод решения системы (2.2.5)–(2.2.7) связан с большими трудностями. Так, если из этой системы исключить v и s , то получим дифференциальное уравнение для Θ , которое оказывается нелинейным с переменными коэффициентами и довольно сложной правой частью. Такой же сложный вид имеют уравнения для s и v . К тому же искомые функции должны удовлетворять условиям на подвижных границах облака, что усложняет решение системы (2.2.5)–(2.2.7). Для решения необходимо использовать представление о полном увлечении облачных элементов (капель воды и кристаллов льда) теми частицами воздуха, которые участвуют в турбулентном обмене. Приведем формулу для инерционного пути пробега l_i — максимального расстояния, которое проходит капля радиусом r , если ей сообщена начальная скорость v_0 относительно движущейся воздушной частицы: $l_i = 2 v_0 \rho_k r / 9 \eta$, где ρ_k — плотность капли (1 г/см^3), $\eta = (1,4–1,9) \cdot 10^{-4}$

г/(с·см) — коэффициент молекулярной вязкости воздуха. Оценка l_i по формуле показывает, что инерционный путь пробега каплей изменяется в широких пределах — от $1,29 \cdot 10^{-5}$ см (при $r = 1$ мкм, $v_0 = 1$ см/с) до 6,46 см (при $r = 100$ мкм, $v_0 = 50$ см/с). Пройдя путь l_i , капля начинает двигаться вместе с воздушной частицей (полностью увлекается ею). Согласно экспериментальным данным, размеры турбулентных молей заключены между несколькими десятками сантиметров и сотнями метров. Поскольку l_i для капель радиусом до 100 мкм существенно меньше размеров турбулентных молей, то становится очевидным, что капли такого радиуса ($r \leq 100$ мкм) практически полностью участвуют в турбулентных движениях воздушных частиц. Уравнение переноса водности при полном увлечении облачных элементов имеет вид

$$\frac{d\delta}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \delta}{\partial z} + \frac{v}{\rho}, \quad (2.2.8)$$

где δ — удельная водность облака; k — коэффициент турбулентности.

Введем понятие удельного влагосодержания s , понимая под ним массу водяного пара, каплей воды и кристаллов льда в единичной массе воздуха. Очевидно, что

$$\tilde{s} = s + \delta. \quad (2.2.9)$$

Уравнение для s получим, если сложим уравнения (2.2.6) и (2.2.8):

$$\frac{\partial \tilde{s}}{\partial t} + u \frac{\partial \tilde{s}}{\partial x} + v \frac{\partial \tilde{s}}{\partial y} + w \frac{\partial \tilde{s}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \tilde{s}}{\partial z}. \quad (2.2.10)$$

Второе дифференциальное уравнение получим, если сложим уравнения (2.2.5) и (2.2.6), предварительно умножив уравнение (2.2.6) на L/c_p :

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} + u \frac{\partial \Pi}{\partial x} + v \frac{\partial \Pi}{\partial y} + w \frac{\partial \Pi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Pi}{\partial z}. \quad (2.2.11)$$

Здесь через Π обозначена функция

$$\Pi(x, y, z, t) = \Theta(x, y, z, t) + \frac{L}{c_p} s(x, y, z, t). \quad (2.2.12)$$

В уравнениях (2.2.10) и (2.2.11) полные производные записаны в развернутом виде, где u , v , w — проекции скорости движения воздуха на оси координат x , y , z , при этом ось z направлена по вертикали вверх, а плоскость xOy — касательная к уровенной поверхности. Если турбулентный обмен отсутствует, то, согласно (2.2.10) и (2.2.11), индивидуальные производные ds/dt и $d\Pi/dt$ равны нулю. Физически это означает, что в движущейся массе воздуха функции s и Π со временем не изменяются ($s = \text{const}$, $\Pi = \text{const}$) независимо от того,

происходит конденсация водяного пара или нет. Установлены два инварианта, которые сохраняют постоянное во времени значение как до начала конденсации водяного пара, так и в процессе образования и эволюции облака. Как показывают уравнения (2.2.10)–(2.2.11), изменение s и Π в движущейся массе происходит только под влиянием турбулентного обмена.

Распределение влагосодержания по высоте. Проследить за образованием, эволюцией облачности и изменением ее границ позволяет система уравнений переноса тепла и влаги в турбулентной атмосфере. Практический интерес представляет анализ установившегося распределения метеорологических величин по высоте. Формулы, с помощью которых описывается такое распределение, могут быть использованы на практике. В уравнении (2.2.10) все слагаемые имеют один и тот же порядок величины. Однако члены $\frac{\partial \tilde{s}}{\partial t}$ и $u \frac{\partial \tilde{s}}{\partial x} v \frac{\partial \tilde{s}}{\partial y}$ имеют в большинстве случаев противоположные

знаки. Из практики известно, что при адвекции более влажного (более теплого) воздуха, когда слагаемое $u \frac{\partial \tilde{s}}{\partial x} v \frac{\partial \tilde{s}}{\partial y}$ меньше нуля,

влагосодержание воздуха в фиксированных точках пространства со временем возрастает ($\frac{\partial \tilde{s}}{\partial t} > 0$), и наоборот, при адвекции менее

влажного (как правило, более холодного) воздуха, когда слагаемое $u \frac{\partial \tilde{s}}{\partial x} v \frac{\partial \tilde{s}}{\partial y}$ больше нуля, влагосодержание воздуха в точках с

закрепленными координатами со временем убывает ($\frac{\partial \tilde{s}}{\partial t} < 0$). Таким

образом, слагаемые $\frac{\partial \tilde{s}}{\partial t}$ и $u \frac{\partial \tilde{s}}{\partial x} v \frac{\partial \tilde{s}}{\partial y}$, являясь величинами одного

порядка, но противоположными по знаку, в сумме дают величину, которая значительно меньше (на один порядок) других членов уравнения (2.2.10). Вследствие этого при решении задачи в первом приближении уравнение можно записать в виде

$$\frac{d}{dz} k \frac{d\tilde{s}}{dz} - w \frac{d\tilde{s}}{dz} = 0. \quad (2.2.13)$$

Пренебрежение адвекцией влажности в уравнении (2.2.10) не означает ее малой роли в процессах облакообразования. Локальные изменения влагосодержания в значительной степени обусловлены адвекцией. Однако перераспределение влагосодержания по вертикали, от которого зависит водность и положение границ облачности, в

основном определяется турбулентным обменом и упорядоченными вертикальными токами. Так как облака образуются в тропосфере, решение уравнения (2.2.13) строится для слоя, заключенного между земной поверхностью и тропопаузой. Понимая под w и k некоторые средние значения для всей тропосферы, для распределения удельного влагосодержания по высоте получаем формулу, которая служит решением уравнения (2.2.13)

$$\tilde{s}(z) = s_1 - \frac{s_1 - s_2}{r - 1} (r^{z/H} - 1), \quad (2.2.14)$$

где s_1 и s_2 — массовая доля пара вблизи поверхности Земли ($z = 0$) и на уровне тропопаузы ($z = H$); $r = \exp(wH/k) = \exp \eta$ — безразмерный параметр, зависящий от w , k и H . При практических расчетах долю пара на уровне тропопаузы (в нижней стратосфере) с вполне достаточной степенью точности можно считать вследствие очень низкой температуры равной нулю ($s_2 = 0$).

При отсутствии вертикальных токов ($w = 0$) удельное влагосодержание — линейно убывающая функция высоты

$$\tilde{s}(z) = s_1 - \frac{s_1 - s_2}{H} z. \quad (2.2.15)$$

В случае безоблачной атмосферы формула (2.2.14) описывает распределение доли пара по высоте выше приземного слоя. При наличии облаков формула (2.2.14) справедлива для удельного влагосодержания. Водность облаков значительно меньше массовой доли насыщенного пара ($\delta \ll s_m$), приближенно можно считать, что формула (2.2.14) описывает распределение доли пара по высоте и в случае облачной атмосферы.

Кучевообразные облака. *Качественно-физическая модель.* Конвективные (кучевообразные) облака образуются не только летом и весной, но и зимой, их повторяемость (кучевых и кучево-дождевых) во все сезоны года мало отличается. Конвективные облака образуются не только днем, но также вечером и ночью. Формирование конвективных облаков нельзя объяснить на основе широко распространенного представления о подъеме некоторого объема (массы) воздуха в условиях неустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma_a$) вблизи земной поверхности. Большая часть конвективных облаков (Cb и Cu cong.) образуется в областях пониженного давления (ложбинах и циклонах). Определяющую роль в образовании конвективных облаков играют те же вертикальные движения синоптического масштаба, что и в образовании слоистообразных облаков, но есть существенная разница. Чтобы смоделировать облака Ns – As – Cs , достаточно предположить восходящее движение и не так важно, изменяется ли с высотой его

скорость. При моделировании конвективных облаков важен учет знака и распределения по высоте крупномасштабной вертикальной скорости. Анализ уравнения неразрывности показывает, что эта скорость, равная нулю на земной поверхности, с увеличением высоты растет, достигая максимума в средней тропосфере (3 и 5 км), затем убывает и обращается второй раз в нуль вблизи тропопаузы. Обратимся к уравнениям изменения температуры и влажности воздуха во времени на произвольной высоте под влиянием вертикальных движений со скоростью w (уравнение притока тепла, частный вид)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = w(\gamma - \gamma_a), \quad \frac{\partial s}{\partial t} = -w \frac{\partial s}{\partial z},$$

где $\gamma = -\partial T / \partial z$ — вертикальный градиент температуры T , γ_a — сухоадиабатический градиент, s — массовая доля водяного пара. Изменения температуры во времени под влиянием w найдем с помощью уравнения

$$\frac{\partial T}{\partial t} = w(\gamma - \gamma'_a),$$

где γ'_a — влажноадиабатический градиент. Температура воздуха и массовая доля при $z = 0$ под влиянием w не изменяются во времени, поскольку здесь $w = 0$. На всех других уровнях в ложбинах и циклонах, где $w > 0$, T понижается, а s возрастает со временем, однако скорость убывания T и увеличения s различна на разных уровнях — мала вблизи земной поверхности и достигает максимума вблизи уровня z_m , где максимальна вертикальная скорость. Вследствие этого в слое между земной поверхностью и уровнем z_m вертикальный градиент температуры увеличивается со временем. Температура воздуха уменьшается вверх больше, чем вниз. Так, если $w = 2$ см/с на высоте 1 км и начальное значение $\gamma_0 = 0,6^\circ\text{C}/100$ м, то через 6 ч температура воздуха на $z = 1$ км понизится на $\Delta T = 2 \cdot 10^{-2} (1 - 0,6) \cdot 10^{-2} \cdot 6 \cdot 3600 \approx 1,7^\circ\text{C}$, а γ в слое от 0 до 1 км увеличится до $0,77^\circ\text{C}/100$ м. Увеличение γ со временем означает, что стратификация нижней тропосферы (от 0 до z_m) становится все менее устойчивой. Поскольку температура уменьшается, а массовая доля водяного пара увеличивается, то воздух через некоторое время достигнет состояния насыщения. В таком воздухе достаточно превышения градиентом γ влажноадиабатического градиента γ'_a ($\gamma > \gamma'_a$), чтобы возникли неустойчивость и ускоренное движение воздуха, порожденное силой плавучести (разностью между силой Архимеда и силой тяжести)

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{dw}{dt} = g \frac{\gamma - \gamma_a}{T} (z - z_0),$$

где z_0 — уровень, вблизи которого возникла влажнонеустойчивая стратификация. При $\gamma > \gamma'_a$ сформируются порожденные силой плавучести вертикальные движения со скоростью порядка $10^{-1}—10^1$ м/с, значительно превосходящей скорость движений синоптического масштаба. Под влиянием таких вертикальных движений, называемых мезомасштабными, и образуются конвективные облака, прежде всего мощные кучевые (Cu cong.) и кучево-дождевые (Cb). Поскольку мезомасштабные движения возникают на фоне и под влиянием восходящих токов синоптического масштаба, то конвективные облака наблюдаются, как правило, в сочетании с другими формами облаков (Ns, As, Ac). Это справедливо не только в отношении облаков холодных фронтов, где облака Ns–As расположены в основном позади фронта, а кучево-дождевые облака в сочетании с As, Ac и другими формами — впереди него и поэтому легко наблюдаемы непосредственно с поверхности Земли, но и в отношении облаков теплых фронтов, где нередко, особенно летом, облака Cb и Cu cong. пробивают в виде башен слоистообразную облачность, что легко обнаруживается при наблюдении сверху или при полете внутри облаков Ns–As. Под влиянием dw/dz градиент γ должен превышать γ'_a до того момента, когда воздух достигнет состояния насыщения. Если же к началу конденсации водяного пара $\gamma < \gamma'_a$, то влажнонеустойчивое состояние не будет достигнуто вообще, поскольку температура воздуха под влиянием w понижается, как показывает уравнение (4), лишь до того момента, когда $\gamma = \gamma'_a$. В этом случае ($\gamma < \gamma'_a$) образуется только слоистообразная облачность.

В образовании только кучевых облаков (Cu hum., Cu med.) важны роль притока солнечной радиации к земной поверхности и формирование неустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma'_a$). Для них необходимы и вертикальные движения синоптического масштаба. Облака часто наблюдаются в областях повышенного давления, где под влиянием нисходящих w формируются инверсии температуры, которые за счет притока солнечной радиации к земной поверхности разрушаются, переходят в приподнятые. Если при этом в слое между земной поверхностью и нижней границей (z_u) приподнятой инверсии создается неустойчивая стратификация ($\gamma > \gamma'_a$), то в этом слое возможно возникновение мезомасштабных вертикальных движений и кучевых облаков. Они образуются в том случае, когда уровень конденсации (z_K) для частиц, начавших подъем от земной поверхности или с некоторой другой высоты, расположен ниже z_u . В слое между z_K и z_u формируются кучевые облака Cu hum. или Cu med. в зависимости от значения разности $z_u - z_K$. Растекание кучевых облаков под

инверсионным слоем сопровождается образованием слоисто-кучевых облаков.

Кучевые облака занимают обширные площади в гребнях и антициклонах. На периферии антициклонов инверсии температуры имеют незначительную мощность, поскольку здесь малы скорости крупномасштабного нисходящего движения. Вследствие этого объемы воздуха, движущиеся (в слое с неустойчивой стратификацией) ускоренно, могут приобрести такие скорости, что окажутся способными проникнуть через инверсионный слой. При этом могут образоваться мощные кучевые облака (Cu cong.). Явление пробивания объемами воздуха инверсионного слоя называется проникающей конвекцией. Разрушению инверсии способствуют образующиеся под ней небольшие по размерам кучевые облака. Согласно критерию устойчивости по методу слоя, именно для облаков малого размера создаются наиболее благоприятные условия для развития. Вертикальные мезомасштабные движения, которые возникают при $\gamma > \gamma'_a$ в облаке под влиянием силы плавучести, называют свободными, они не связаны с влиянием земной поверхности и термической устойчивостью приземного слоя. Вертикальные движения синоптического масштаба играют определяющую роль в образовании и развитии мощных конвективных облаков.

Волнистообразные облака. Волнистообразные облака — это слоистые (St) и слоисто-кучевые (Sc) в нижнем ярусе, высококучевые (Ac) — в среднем и перисто-кучевые, перистые — в верхнем. Основным процессом образования этих облаков являются волновые движения в слоях инверсий, расположенных на соответствующих уровнях, хотя процессов образования некоторых из них значительно больше.

Слоистые облака (St). Самые низкие облака с высотой нижней границы от 0,1 до 0,7 км могут опускаться до земли, переходя в туман и обратно, туман, приподнимаясь, может перейти в разорванно-слоистые облака. Мощность облака от 200 до 800 м при горизонтальной протяженности до тысяч километров. По внешнему виду представляют собой однородный слой серого цвета. Волнистообразная структура проявляется в чередовании больших темных и светлых участков, из них выпадают осадки в виде мороси, мелкого снега, снежных зерен, которые ухудшают видимость. Таким образом, слоистые облака создают сложные условия для полетов из-за низкой высоты, ухудшения видимости, возможного обледенения в облаках и осадках. Проанализируем синоптические ситуации их образования:

- теплые сектора циклонов, западная и северная периферия антициклонов, где слоистые облака возникают вследствие охлаждения теплого воздуха над холодной подстилающей поверхностью;

- медленно движущиеся теплые фронты с малым углом наклона;

- передняя часть циклона при адвекции теплого влажного воздуха, наличии инверсии на небольшой высоте и турбулентного переноса влаги;

- радиационное выхолаживание в малоподвижном антициклоне или тылу циклона, т.е. в холодной воздушной массе при высоком влагосодержании у земли, наличии инверсии и испарения с более теплой подстилающей поверхности;

- увлажнение воздуха выпадающими из вышележащих облаков осадками. Таким образом, слоистые облака чаще возникают в теплой воздушной массе в холодный период года и летом.

Слоисто-кучевые облака (Sc). Это облака в виде отдельных гряд элементов серого цвета, разделенных просветами. Хорошо видна волнисто-образная структура. Высота основания у плотных — 300–600 м, у просвечивающих — 600–1500 м. Мощность слоя — от 200 до 800 м. Осадки слабые в виде дождя, снега, снежных зерен. Таким образом, эти облака не создают сложных условий для полета. Имеется большое количество видов и разновидностей таких облаков, что обусловлено процессами образования. Отметим башенкообразные облака, характерные для предгрозового состояния неба и являющиеся признаком возможного развития внутримассовых ливней и гроз. Слоисто-кучевые облака — самые распространенные облака в умеренных широтах.

Высококучевые облака (Ac). Высота основания — от 2 до 6 км, мощность — 200–700 м. По внешнему виду белые, синевато-серые облака в виде отдельных элементов, волн, гряд, разделенных просветами голубого неба, иногда в виде сплошного покрова, но с хорошо выраженной волнисто-образной структурой, осадков не дают, а при разновидности с полосами падения осадки не достигают земли. Уплотняясь, могут перейти в слоисто-кучевые облака и обратно. Имеется большое количество их разновидностей, что связано с процессами образования, основными из которых являются волновые движения воздуха под слоями инверсий. Конвективные движения, особенно термического характера, приводят к образованию башенкообразных, хлопьевидных облаков, являющихся признаком возможного развития внутримассовых гроз. Растекание мощно-кучевых и кучево-дождевых облаков в слое 2–5 км при наличии

инверсии приводит к образованию Ас. Осложнений для полетов не представляют, хотя возможна слабая и умеренная болтанка, слабое обледенение.

Перисто-кучевые Сс облака возникают в верхней тропосфере на высоте 6–8 км, также при волновых или конвективных движениях в верхней тропосфере. Мощность — 200–400 м, осадков не дают. По внешнему виду это белые, тонкие облака в виде мелких волн, хлопьев, опасности для полетов не представляют. Из выражений для локальных производных от температуры и массовой доли водяного пара по времени, обусловленных вертикальными движениями (w), имеем

$$\frac{\partial T}{\partial t} = w(\gamma - \gamma_a) \text{ и } \frac{\partial s}{\partial t} = -w \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (2.2.16)$$

из формул следует, что в антициклоне облако образоваться не может, поскольку здесь $w < 0$, $\gamma < \gamma_a$, $\partial s / \partial z < 0$, то $\partial T / \partial t > 0$ и $\partial s / \partial t < 0$, температура воздуха повышается, а массовая доля уменьшается со временем. Таким образом, оба фактора способствуют понижению относительной влажности $f = s/s_m$ (здесь $s_m = 0,622 E(T)/p$), а следовательно, в антициклоне и гребне облако под влиянием w не только не может образоваться, но и, появившись в этой области, начнет рассеиваться. По этой причине в областях повышенного давления преобладает безоблачная погода. Нередко, особенно осенью и зимой, и в этих областях наблюдаются облака, в большинстве случаев (90%) облака St–Sc появляются на данной территории вследствие переноса облаков из областей пониженного давления. Затем происходит преобразование одних форм облаков, например, Ns–As в St, Sc, Ас. Эта трансформация может осуществляться и в области пониженного давления, когда циклон начинает заполняться, а фронты — размываться. Оказавшееся в поле нисходящих вертикальных движений облако начинает рассеиваться. Время рассеяния облака t^* имеет такой же порядок величины, что и время формирования облачной системы в поле восходящих токов (от 3–4 до 40–50 ч). Над оказавшимся в поле нисходящих вертикальных движений облаком образуется надоблачная инверсия температуры или задерживающий слой. Для пояснения условий образования инверсии обратимся к выражению для $\partial T / \partial t$ в насыщенном влажном воздухе, облаке:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = w(\gamma - \gamma'_a) \quad (2.2.17)$$

где γ'_a — влажноадиабатический градиент. Пусть в слое 850–800 гПа скорость нисходящего движения $w = -2$ см/с, температура на уровне

верхней границы слоя равна 5°C , а на нижней — 8°C , т.е. градиент температуры в начальный момент $\gamma_0 = 6^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (толщину слоя полагаем равной 500 м). Тогда повышение температуры ΔT_w вблизи уровня 800 гПа (выше облака), согласно первому уравнению (1), за 12 ч составит $\Delta T_w = (\partial T/\partial t)\Delta t = -2 \cdot 12 \cdot 60 \cdot 60 \cdot (6,0 - 9,8) \cdot 10^{-5} = 3,3^{\circ}\text{C}/12 \text{ ч}$. В то же время вблизи уровня 850 гПа (в облаке) изменение температуры за 12 ч, согласно уравнению (2), равно $\Delta T'_w = -2 \cdot 12 \cdot 60 \cdot 60 \cdot (6 - 0,56) \cdot 10^{-5} \approx -0,4^{\circ}\text{C}/12 \text{ ч}$. Таким образом, температура воздуха на уровне 800 гПа в момент $t = 12 \text{ ч}$ составит $5 + 3,3 = 8,3^{\circ}\text{C}$, а на уровне 850 гПа — $8 - 0,4 = 7,6^{\circ}\text{C}$, т.е. в слое между 850 и 800 гПа сформируется инверсия температуры с $\gamma = -1,4^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Инверсию усиливают радиационные потери тепла. Ее верхняя поверхность излучает тепла больше, чем поступает сверху, радиационный приток тепла в тонком слое облака вблизи верхней границы отрицателен. Сформировавшийся задерживающий слой способствует сохранению облака в течение интервалов времени, значительно превышающих t^* , иногда до нескольких суток. Зависимость вертикальной скорости от z описывается той же формулой, что и в динамической модели для конвективной облачности

$$w(z) = 4w_m \frac{z}{H} \left(1 - \frac{z}{H}\right). \quad (2.2.18)$$

Результаты численного моделирования подтверждают вывод, сделанный на основе уравнений (2.2.16), что облако в поле нисходящих движений медленно опускается и начиная с верхней части рассеивается. Вблизи верхней границы образуется слой с уменьшенным γ и за счет притока влаги под него облако существует длительное время, например, облака St–Sc длительное время наблюдаются зимой в антициклонах (чем ниже температура, тем эффект сильнее).

2.3. Условия образования и классификация туманов

Туман и дымка — результат конденсации водяного пара у земной поверхности (в приземном слое). Туманом называется совокупность взвешенных в воздухе капель воды или кристаллов льда, ухудшающих дальность видимости до значений менее 1 км. При видимости от 1 до 10 км эта совокупность взвешенных капель или кристаллов льда носит название дымки. Мгла представляет собой совокупность взвешенных в воздухе твердых частиц, ухудшающих видимость до 10 км и менее. Мгла отличается от тумана и дымки тем,

что относительная влажность в ней меньше 100%. В зависимости от дальности видимости различают следующие виды туманов и дымок (по интенсивности): сильный туман (< 50 м); умеренный туман (50–500 м); слабый туман (500–1000 м); сильная дымка (1–2 км); умеренная дымка (2–4 км); слабая дымка (4–10 км). Важной характеристикой туманов является водность. Абсолютной, или объемной, водностью туманов (облаков, осадков) называют массу капель воды и кристаллов льда, содержащихся в единичном объеме воздуха (чаще всего в 1 м^3). Удельная, или массовая, водность — это масса капель воды и кристаллов льда в 1 кг воздуха.

Условия образования и классификация туманов. В тумане вода находится в двух, а при низких отрицательных температурах в трех фазовых состояниях. Введем новую величину Q — абсолютное влагосодержание воздуха, под которым будем понимать суммарную массу водяного пара (a), капель воды и кристаллов льда (δ^*) в 1 м^3 воздуха, т. е. $Q = a + \delta^*$, где a — абсолютная влажность, δ^* — водность тумана. До момента образования тумана $\delta^* = 0$ и $Q = a$. В тумане величина a близка к значению, соответствующему абсолютной влажности при насыщении (a_m), которая является функцией только температуры T . Для тумана $\delta^* = Q - a_m(T)$. Из этого соотношения следует, что водность тумана может возрастать под влиянием увеличения влагосодержания воздуха Q ; понижения температуры воздуха, с которым связано уменьшение $a_m(T)$. Влагосодержание индивидуальной массы воздуха может увеличиваться под влиянием: испарения воды с земной поверхности; горизонтального и вертикального перемешивания. Понижение температуры массы воздуха происходит вследствие турбулентного и молекулярного теплообмена с окружающими ее массами воздуха и земной поверхностью; радиационного выхолаживания; адиабатического расширения массы воздуха при ее вертикальных движениях. Если рассматривается фиксированная область пространства, то наряду с указанными процессами на изменение влагосодержания и температуры в ней оказывают влияние горизонтальный перенос (адвекция) и вертикальные движения воздуха. Рассмотрим механизм образования тумана под влиянием указанных выше процессов.

Испарение. Скорость испарения пропорциональна разности $E_o - e$, где E_o — давление насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности, e — истинное давление водяного пара в воздухе. Испарение может происходить лишь до тех пор, пока $e < E_o$. Пусть E — давление насыщенного пара при температуре воздуха. Если температура воздуха больше температуры испаряющей поверхности,

то $E > E_0$. Испарение прекратится при $e = E_0 < E$. Это означает, что в таком случае состояние насыщения не может быть достигнуто. Если температура испаряющей поверхности выше температуры воздуха, то $E_0 > E$, а следовательно, испарение будет продолжаться и после того, как водяной пар достигнет состояния насыщения, когда его давление $e = E < E_0$. При отсутствии ядер конденсации воздух оказался бы перенасыщенным водяным паром. При наличии ядер начинается конденсация водяного пара, которая и приводит к образованию тумана испарения. Таким образом, туман может образоваться под влиянием испарения с поверхности теплой воды в относительно холодный воздух. Такие условия наблюдаются при движении холодной воздушной массы над более теплой водной (или сильно увлажненной) поверхностью.

Туманы, образовавшиеся путем испарения, носят название туманов испарения. Туманы испарения особенно часто образуются над арктическими морями, где температура поверхности льда или снега значительно ниже температуры открытой воды. Поэтому воздух, перемещавшийся над льдом или материком, при переходе на водную поверхность оказывается значительно холоднее воды. Под влиянием интенсивного испарения с водной поверхности над полыньями образуется туман. В связи с прогреванием воздуха снизу он становится неустойчивым над водной поверхностью. Неустойчивость способствует развитию интенсивного турбулентного тепло- и влагообмена. Но неустойчивость развивается только в нижнем слое, выше сохраняется инверсия, которая образовалась в воздушной массе при движении ее над льдом или материком. Благодаря этой инверсии водяной пар задерживается под ней, и туман образуется во всем нижнем слое, от поверхности воды до инверсии. Испарение воды играет заметную роль в образовании тумана над озерами и реками осенью, а также ночью, когда воздух при перемещении с суши оказывается холоднее воды. Однако основную роль в образовании таких туманов играет радиационное охлаждение воздуха. Испарение только усиливает эффект охлаждения.

Перемешивание. Перемешивание масс воздуха с различными термогигрометрическими свойствами происходит в горизонтальном и вертикальном направлении. При определенных условиях в результате перемешивания масс воздуха может образоваться туман. Процесс смешения воздушных масс с различными свойствами играет существенную роль в образовании облаков и туманов. Под влиянием в основном именно этого фактора образуются туманы вблизи береговой черты (при наличии значительного перепада температур между сушей

и водоемом) и фронтальные туманы (вблизи фронта). При образовании других видов туманов смешение играет хотя и вспомогательную, но важную роль. Механизм образования туманов (облаков) под влиянием горизонтального перемешивания можно представить таким образом: если смешиваются два объема воздуха с различной температурой, то температура теплого воздуха понижается, образующийся при этом избыток водяного пара (сверх насыщения) в теплом воздухе конденсируется. Затем капли воды распространяются на весь объем. Поскольку температура холодного воздуха при этом повышается, то в нем возникает недостаток насыщения, поэтому часть капель испаряется, а оставшаяся масса капель образует туман.

Охлаждение. Понижение температуры воздуха является одной из основных причин конденсации водяного пара у земной поверхности и в свободной атмосфере. Вследствие понижения температуры образуются наиболее интенсивные туманы. В зависимости от процесса, приводящего к охлаждению, различают *радиационные* и *адвективные* туманы, а также туманы *восхождения* (вдоль склонов). Радиационные туманы образуются в результате охлаждения земной поверхности и прилегающего слоя воздуха под влиянием излучения и турбулентного перемешивания. Понижение температуры земной поверхности вследствие излучения составляет в среднем около $1^{\circ}\text{C}/\text{ч}$. Считают, что при образовании радиационных туманов доля водяного пара при охлаждении воздуха до точки росы остается практически постоянной. В действительности под влиянием турбулентного перемешивания и выпадения росы происходит перераспределение водяного пара между слоями атмосферы. Поэтому доля водяного пара и до начала туманообразования на данном уровне не сохраняет постоянного значения (уменьшается). Понижение температуры ниже точки росы сопровождается конденсацией водяного пара, которая приводит к уменьшению доли и давления водяного пара. Для образования тумана необходимо, чтобы сконденсировалось определенное количество водяного пара. Для образования радиационных туманов благоприятны следующие условия:

- отсутствие облаков или наличие облаков только верхнего яруса;

- высокая относительная влажность в начальный момент.

Адвективные туманы образуются в теплой воздушной массе, перемещающейся на более холодную подстилающую поверхность, в результате неадиабатического охлаждения воздуха при соприкосновении с ней. В воздушной массе, сместившейся на холодную поверхность, устанавливается инверсионное распределение температуры.

Образованию адвективных туманов благоприятствуют следующие условия:

- высокая относительная влажность перемещающегося воздуха до вступления его на более холодную подстилающую поверхность;
- большая разность температур воздушной массы и земной поверхности;
- умеренные скорости ветра (от 2 до 5 м/с), сильный ветер препятствует образованию тумана;
- увеличение или постоянство доли водяного пара с высотой, если доля пара возрастает с высотой в приземном слое, то под влиянием турбулентного обмена количество водяного пара у поверхности будет увеличиваться;
- устойчивая стратификация и слабый турбулентный обмен, при сильной инверсии турбулентный обмен прекратится.

Туманы восхождения (склонов) образуются в результате подъема воздуха вдоль склонов гор. Воздух при подъеме адиабатически охлаждается, что приводит к конденсации водяного пара. Стратификация поднимающегося по склону воздуха должна быть устойчивой, чтобы образовался туман. Основными причинами образования фронтальных туманов являются: адвекция теплого воздуха (туман за теплым фронтом), горизонтальное перемешивание, а также увлажнение воздуха под влиянием испарения. Четкой границы между отдельными видами туманов не существует, так как их образование обусловлено несколькими причинами. Например, при образовании радиационных туманов значение имеют и адвективные изменения температуры, а образование туманов испарения и адвективных туманов сопровождается и радиационным выхолаживанием. Существует упрощенная классификация туманов: деление на радиационные, возникающие в результате местного выхолаживания воздуха, адвективные, причиной образования которых являются адвективные изменения температуры и влажности, и смешанные (адвективно-радиационные). На долю адвективных туманов приходится 29 %, радиационных и адвективно-радиационных — 47 %, фронтальных — 16 %, а на долю туманов, возникающих вследствие опускания слоистых облаков до земной поверхности, — 8 %.

Характеристики туманов. Водность туманов изменяется от тысячных долей до $1,5\text{--}2\text{ г/м}^3$, она возрастает с увеличением его интенсивности. Максимальные значения водности туманов одной и той же интенсивности при переходе от положительных температур к отрицательным уменьшаются. С повышением температуры

увеличивается только водность туманов охлаждения (радиационных и адвективных). Водность туманов испарения, образующихся под влиянием притока водяного пара, наоборот, при повышении температуры воздуха уменьшается. Объясняется это тем, что с понижением температуры воздуха увеличивается разность температур вода–воздух, а следовательно, и поток водяного пара между водной поверхностью и определенным уровнем. Водность туманов и дальность видимости в них существенно изменяются с высотой только вблизи земной поверхности и верхней границы туманов. Туманы по вертикали достаточно однородны. Водность адвективных туманов увеличивается с высотой: вблизи поверхности Земли она равна $0,1\text{--}0,2\text{ г/м}^3$, в верхней части тумана $0,4\text{--}0,5\text{ г/м}^3$. Водность радиационных туманов, наоборот, максимальна вблизи земной поверхности, с увеличением высоты она медленно уменьшается, но распределение водности радиационных туманов зависит от стадии их развития. В образовавшемся тумане максимум наблюдается вблизи земной поверхности, на стадии развития максимум водности смещается на середину слоя. Распределение водности в тумане тесно связано с профилем температуры. В начальной стадии образования преобладает инверсионное распределение T с нижней границей инверсии на высоте 0 (приземная инверсия), поэтому и максимум в этой стадии отмечается вблизи земной поверхности, так как понижение температуры (по сравнению с начальным состоянием) наибольшее. По мере увеличения толщины тумана инверсия температуры вблизи Земли разрушается, нижняя граница смещается и образуется приподнятая инверсия, максимум водности располагается у нижней границы инверсии.

Агрегатное состояние туманов. В зависимости от агрегатного состояния туманы подразделяются на капельно-жидкие (состоящие из капель воды), кристаллические или ледяные (из кристаллов льда) и смешанные (из капель воды и кристаллов льда). Кристаллические и смешанные туманы наблюдаются только при отрицательных температурах, капельно-жидкие — при положительных и отрицательных. Минимальные температуры, до которых туман остается капельно-жидким, составляют от -3 до -28°C . Чем меньше примесей содержится в воздухе, тем до более низких температур туман существует как капельно-жидкий. Температура кристаллических туманов меняется от -16 до -58°C , смешанных — от -11 до -26°C . Относительная влажность воздуха в туманах при положительных температурах чаще всего составляет $96\text{--}100\%$. С понижением температуры относительная влажность в тумане уменьшается, при температурах от -30 до -40°C достигает $80\text{--}70\%$.

Распределение капель по размерам. Естественные туманы состоят из частиц различного размера, являются полидисперсными. Число капель в 1 см^3 в адвективном тумане составляет 0,5–930, в радиационном — 50–860, испарения — от 70 до 500. Размеры элементов тумана изменяются от долей до нескольких микрометров, радиус капель составляет 2–18 мкм.

Распределение температуры в туманах. Особенностью термического режима туманов является наличие у земной поверхности слоя атмосферы, в котором температура понижается с высотой. Распределение температуры в адвективных туманах характеризуется понижением температуры ($\gamma > 0$) в приземном слое (200 м). В радиационных туманах, образующихся при малых скоростях ветра и слабом турбулентном обмене, повторяемость приземных инверсий более высокая, чем в других типах туманов. В них преобладает распределение температуры, при котором в приземном слое $\gamma > 0$ (60–200 м). Вертикальный градиент температуры в приземном слое в тех случаях, когда он больше нуля, близок к влажноадиабатическому. Процесс образования тумана и появления слоя с $\gamma > 0$ можно представить так: туман образуется в тонкой пленке воздуха у земной поверхности, она имеет низкую температуру до натекания воздушной массы на подстилающую поверхность (адвективный туман) или охлаждается вследствие радиационных потерь тепла (радиационный туман). Охлаждение вышележащих слоев воздуха происходит в основном под влиянием турбулентного обмена. До тех пор, пока толщина тумана мала, земная поверхность продолжает охлаждаться под влиянием излучения, что способствует сохранению инверсии температуры. Но как только толщина тумана станет значительной (100–200 м), земная поверхность вследствие излучения перестает охлаждаться (радиационный баланс = 0). Излучающая поверхность смещается на верхнюю границу тумана, а внутри тумана термический режим регулируется процессами, описываемыми уравнениями переноса тепла и влаги в турбулентной атмосфере. Толщина слоя, в пределах которого радиационный поток в тумане преобразуется в поток излучения черного тела при температуре рассматриваемого уровня, составляет около 400–500 м при влажности $0,1 \text{ г/м}^3$ и радиусе капель до 10–12 мкм. С увеличением влажности толщина этого слоя уменьшается. Начиная с момента времени, когда радиационный баланс земной поверхности становится близким к нулю, в приземном слое создаются условия, способствующие повышению температуры. Объясняется это тем, что при инверсионной стратификации приземного слоя и повышении температуры почвы потоки тепла

направлены к границе раздела воздух-почва. Поступающее тепло (из воздуха, почвы) вызывает повышение температуры и распространяется на более высокие уровни. Так как наибольшая скорость изменения температуры со временем существует вблизи уровня 0, то температура воздуха на этом уровне по истечении некоторого промежутка времени оказывается выше, чем на уровнях, расположенных над ним ($\gamma > 0$). Толщина его тем больше, чем сильнее развит турбулентный обмен, который связан со скоростью ветра.

Скорость ветра. Для образования радиационных туманов благоприятны условия, когда скорость ветра у земной поверхности мала, а возникновению адвективных туманов благоприятствует умеренный ветер. Радиационные туманы в 93 % случаев образуются при штиле или скорости ветра 1–2 м/с, а адвективные туманы в 80% случаев — при скорости ветра 1–6 м/с. Скорость ветра больше 6 м/с на высоте 10 м в тумане отмечается редко. Штиль (на малых высотах) при образовании туманов наблюдается в 86% случаев. В туманах отмечаются следующие значения скорости ветра: на высоте 100 м скорость составляет 1–3 м/с, 250 м — 2–5, 500 м — 3–6, 1000 м — 3–7 м/с.

Высота верхней границы туманов. Верхняя граница туманов находится между нижней и верхней границей инверсии температуры. В тех случаях, когда температура в приподнятой инверсии резко возрастает с высотой, верхняя граница совпадает с нижней границей приподнятой инверсии. Толщина туманов, сопровождающихся образованием приподнятой инверсии, возрастает вместе со средней скоростью ветра. Средняя толщина адвективных туманов составляет 300 м, радиационных — 150 м, адвективно-радиационных — 250 м, фронтальных — 400 м.

Влияние поверхности. Условия для образования капельно-жидкого тумана над снежной поверхностью неблагоприятны, так как давление насыщения над льдом меньше, чем над водой. При понижении температуры воздух достигает состояния насыщения по отношению к снежной поверхности раньше, чем по отношению к воде. Например, при температуре -10°C давление насыщенного водяного пара по отношению ко льду составляет 2,60 гПа, по отношению к воде — 2,87 гПа. Таким образом, как только относительная влажность воздуха превысит 91%, на снежной поверхности происходит сублимация пара, которая препятствует его конденсации в воздухе в виде капель тумана. Если в воздушной массе капельно-жидкий туман образовался до вступления воздуха на снежную поверхность, то вследствие сублимации водяного пара туман над снежной

поверхностью начнет рассеиваться. Он может усилиться, если температура воздуха, пришедшего на снежную поверхность, быстро понижается. Благоприятные условия для образования тумана над снежной поверхностью наблюдаются при температурах, близких к 0°C . В этом случае разность давлений насыщенного водяного пара над водой и льдом невелика, но охлаждение воздуха от снежной поверхности служит сильным фактором образования тумана. Над снежной поверхностью туман образуется при температурах, близких к 0°C (от 5 до -5°C). При температуре ниже -15°C туманы состоят из ледяных кристаллов и находятся в состоянии равновесия со снежной поверхностью, поэтому повторяемость туманов при низких температурах возрастает.

Суточный и годовой ход туманов. Причиной образования туманов служит охлаждение воздуха и по причине суточного хода температуры наблюдается хорошо выраженный суточный ход туманов с максимумом в утренние часы и минимумом после 12 ч, часто туманы образуются ночью. Максимум повторяемости образования радиационных туманов наблюдается в конце ночи, за $1-2$ ч до восхода солнца. Рассеивание туманов наблюдается через $1,5-2,5$ ч после восхода солнца. Явный суточный ход имеют радиационные туманы. Суточный ход выражен тем отчетливее, чем выше температура, так как в случае высоких температур давление насыщенного водяного пара быстро растет, повышение происходит за счет испарения капель тумана. В случае низких температур необходимо их значительное повышение для того, чтобы давление насыщенного водяного пара изменилось на одно и то же значение. По этой причине летом туманы быстро рассеиваются после восхода солнца, днем почти не наблюдаются, а зимой рассеиваются медленнее и могут сохраняться в течение суток. Существует два основных типа годового хода повторяемости туманов: первый с максимумом повторяемости в осенне-зимний период и минимумом летом, второй с максимумом повторяемости летом или с равномерным распределением числа дней с туманом в течение года.

Модели образования туманов. В настоящее время для решения исходной системы уравнений переноса тепла и влаги в турбулентной атмосфере привлекаются численные методы. Анализ системы уравнений и результатов расчета показал, что такую тонкую особенность строения туманов, как образование слоя с понижением температуры вблизи земной поверхности и приподнятой инверсией над ним, можно объяснить только избегая упрощений, которые допускались ранее при построении моделей туманов. К таким

упрощениям относятся предположение о стационарности приземного слоя, пренебрежение эффектом скрытой теплоты конденсации. Проанализируем основные результаты моделирования туманов. До образования тумана под влиянием эффективного излучения происходит быстрое охлаждение земной поверхности, в течение 1 ч температура понижается на $2,4^{\circ}\text{C}$. Путем турбулентного обмена охлаждение распространяется и на прилегающий к земной поверхности слой воздуха, за 1 ч температура воздуха уменьшается на $1,0^{\circ}\text{C}$ на высоте 0,2 м и на $0,5^{\circ}\text{C}$ — на высоте 30 м, инверсия температуры распространяется до высоты 37 м. В дальнейшем скорость охлаждения почвы и воздуха снижается, но так как температура воздуха понижается, то образуется туман, через 3 ч толщина тумана достигает 25 м. По мере увеличения толщины тумана эффективное излучение земной поверхности уменьшается. С того момента, когда турбулентный приток тепла из воздуха и молекулярный приток из почвы к тонкому поверхностному слою на границе почва–воздух превысят потерю тепла за счет эффективного излучения, начинается повышение температуры этого слоя и постепенное разрушение (под влиянием турбулентного перемешивания) инверсии во все более мощном слое у земной поверхности. Между 3 и 4 ч (от начального момента) толщина тумана увеличивается настолько, что эффективное излучение перестает оказывать охлаждающее влияние на земную поверхность и в результате начинается разрушение приземной инверсии температуры. Через 5 ч толщина тумана достигает 250 м, а слой с понижением температуры с высотой распространяется до 200 м, при этом вертикальный градиент температуры близок к влажноадиабатическому. Температура верхней границы тумана понижается медленно, а температура воздуха в средней части тумана под влиянием перемешивания быстро, поэтому в верхней части тумана приподнятая инверсия температуры усиливается (возрастает разность температур на верхней и нижней границах). Основная роль в сохранении и усилении инверсии принадлежит турбулентному обмену, а не радиационным потерям тепла с верхней границы. Инверсия расположена в верхней части тумана, а не над ним. Вертикальные профили влажности согласуются с приведенными выше данными: на первой стадии (через 3 ч) максимум влажности наблюдается вблизи земной поверхности, в заключительной (через 5 и 8 ч) — вблизи нижней границы инверсии. При хорошо развитом турбулентном обмене и большой теплопроводности почвы повышение температуры у земной поверхности и отток влаги вверх могут быть настолько

значительными, что здесь туман полностью рассеивается, а под инверсией сохраняется только облачность. После восхода солнца повышение температуры под влиянием притока рассеянной радиации значительно вблизи земной поверхности, где и начинается рассеивание тумана. Усиливающийся турбулентный обмен приводит к разрушению приподнятой инверсии и рассеиванию приподнятой облачности.

При построении модели адвективных туманов учитывают изменение характеристик воздушной массы, натекающей на подстилающую поверхность с более низкой температурой, под влиянием адвективного, конвективного и турбулентного притоков тепла, влаги и импульса, а также за счет фазовых переходов воды. По мере продвижения воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность в ней образуется туман, чем ближе к границе раздела, тем выше относительная влажность воздуха. При продвижении воздушной массы на холодную поверхность под влиянием турбулентного обмена все выше распространяется охлаждение, и верхняя граница тумана. Наибольшее охлаждение воздушная масса испытывает у земли, поэтому и максимальные значения водности тумана наблюдаются около поверхности, где водность значительно изменяется с высотой.

2.4. Процессы образования и классификации осадков

Классификация осадков. Проанализируем классификацию осадков по форме, например, морось, дождь, снег, крупа, град и др.

Морось. Довольно однородные осадки, состоящие из мелких капель (радиусом меньше 0,25 мм), которые почти не имеют направленного движения и кажутся плавающими в воздухе. Выпадает морось из слоистых (St) и слоисто-кучевых (Sc) облаков, а также при рассеивании тумана. Интенсивность осадков при мороси не превышает 0,25 мм/ч, скорость падения капель в неподвижном воздухе менее 0,3 м/с.

Дождь. Жидкие водяные осадки, состоящие из капель радиусом более 0,25 мм. Наблюдения показывают, что капли радиусом больше 2,5–3,2 мм не встречаются — они сплюсываются и разбиваются на более мелкие. Скорость падения капель дождя достигает 8–10 м/с. Дождь выпадает из слоисто-дождевых (Ns) и кучево-дождевых (Cb) облаков, а также иногда из высокослоистых (As).

Снег. Это твердые осадки в виде кристаллов. Наблюдаются разнообразные формы (иглы, столбики и пластинки, звезды). Наибольшие размеры имеют игольчатые звезды (радиус 4–5 мм). В

смешанных облаках часто наблюдается обзёрнение снежинок (замерзание переохлажденных капель при соударении со снежинкой). Снежинки часто соединяются и выпадают в виде хлопьев, их радиус от 0,5 мм до 5 см. Снежные хлопья наблюдаются в 14% случаев при слабых и в 92% случаев при сильных снегопадах. Образованию снежных хлопьев способствует относительно высокая температура воздуха, большая густота снегопада, путь падения.

Мокрый снег. Это осадки в виде снежинок и капель или тающих снежинок. Мокрый снег образуется тогда, когда вблизи земной поверхности температура близка к 0°C или несколько выше.

Крупа. Осадки, состоящие из ледяных и сильно обзёрненных снежинок радиусом от долей миллиметров до 7,5 мм, которые образуются в результате замерзания переохлажденных капель воды и обзёрнения снежинок. В зависимости от соотношения между снежной и ледяной частями крупинок этот вид осадков подразделяют на снежные зерна, снежную и ледяную крупу.

Град. Частицы шарообразной формы с ледяными прослойками различной плотности. Радиус частиц 1–25 мм (наблюдались случаи выпадения градин радиусом более 15 см). Крупные градины имеют слоистое строение. В центре расположено матовое белое ядро, похожее на снежную крупу. Ядро обтянуто слоем прозрачного льда. Далее идут попеременно прозрачные и непрозрачные слои льда. Градины образуются в кучево-дождевых облаках в результате слияния переохлажденных капель воды с зёрнами крупы, при котором происходит замерзание капель. Наиболее крупные градины образуются вследствие смерзания более мелких.

В зависимости от условий образования, осадки подразделяются на следующие виды: *обложные* — продолжительные и распространяющиеся на большую площадь осадки средней интенсивности, выпадающие из облаков Ns–As в виде дождя и снега, иногда мокрого; *ливневые* — осадки, выпадающие из Cb облаков в виде дождя, снега, крупы, града; эти осадки внезапно начинаются и кончаются, для них характерно резкое изменение интенсивности, выпадение их часто сопровождается грозами и шквалами; *морось или ледяные кристаллы* — осадки, выпадающие из плотных St и Sc.

Образование осадков и их интенсивность связаны с микрофизическим строением и вертикальной мощностью. Осадки — это изменчивое во времени и пространстве метеорологическое явление, их образование и интенсивность определяются разнообразными атмосферными условиями. Благоприятные условия для формирования осадков большой интенсивности создаются в районах с высокой

массовой долей водяного пара и сильными восходящими движениями. К таким районам относятся экваториальные и тропические, где в среднем за год выпадает свыше 1000 мм осадков, а местами до 2000–3000 мм. Например, на о. Тринидад (11° с. ш.) средняя годовая сумма осадков составляет 1490 мм, на Сейшельских островах (5° ю. ш.) — 2400 мм. Восходящие движения и осадки усиливаются при приближении воздушной массы к горам, например, в горах о. Ява за год выпадает 4370 мм осадков. В умеренных широтах за год выпадает в среднем от 250 до 1000 мм осадков, в высоких широтах — менее 250 мм, наименьшее количество — в пустынях субтропиков. Град выпадает узкой полосой (ее ширина колеблется от долей до 10–15 км) в течение сравнительно небольшого промежутка времени (15–30 мин). Длина полосы градобития может достигать 800 км. При средней по всему облаку водности, равной 1 г/м^3 , и вертикальной мощности кучево-дождевого облака 6000 м количество ливневых осадков, выпадающих из облака, превышает запас воды в облаке в среднем в 5 раза (при продолжительности 60 мин). Через каждые 7–12 мин в кучево-дождевом облаке запасы воды обновляются. Из облачных систем за время их существования выпадает количество осадков, примерно на порядок превышающее запас воды, следовательно, масса воды в облаках обновляется несколько раз за все время.

Процессы образования осадков. В образовании осадков участвует много явлений и процессов, поэтому рассмотрим сначала процесс роста облачных элементов. В начальной стадии развития облака основную роль в укрупнении зародышевых облачных элементов играет процесс конденсации водяного пара. Конденсация происходит благодаря небольшому пересыщению водяного пара по отношению к поверхности облачных капель. Облачные элементы начинают быстро расти после того, как в облаке с переохлажденными каплями появляются кристаллы льда. Начинается перегонка водяного пара с переохлажденных капель на кристаллы льда вследствие того, что давление насыщенного водяного пара над водой больше, чем над льдом. Во второй стадии, после того как капли и кристаллы льда вырастают до 20–60 мкм, включается процесс слияния (коагуляции) облачных элементов. Коагуляция облачных элементов обусловлена различной скоростью их падения (гравитационная). Благодаря коагуляции капли и кристаллы вырастают до нескольких миллиметров. Капли разных размеров падают под действием силы тяжести с различной скоростью, в результате чего они соударяются. С ростом капель разность скоростей падения увеличивается, что обеспечивает благоприятные условия для их столкновения и слияния.

Скорость роста капель за счет коагуляции пропорциональна квадрату радиуса, а скорость конденсационного роста обратно пропорциональна радиусу. Важную роль в процессе укрупнения облачных элементов и образования осадков играют вертикальные движения внутри облака. При восходящем движении понижается температура воздуха, что определяет пересыщение водяного пара и конденсационный рост капель до размеров, при которых активную роль начинает играть слияние капель. Капли, поднятые на большую высоту восходящим потоком, при падении проходят значительную толщу облака, где их размеры возрастают за счет коагуляции. Один из эффектов, приводящих к усилению роста капель за счет конденсации водяного пара, — это разность температур облачных элементов. Она возникает из-за восходящих и нисходящих движений в облаке. Капли, пришедшие сверху, в среднем оказываются на данном уровне холоднее капель, пришедших на тот же уровень снизу. Разности температур невелики (десятые доли градуса), но при высоких положительных температурах они важны. Если две соседние капли с одинаковым радиусом имеют температуру T_1 и T_2 ($T_1 < T_2$), то давления насыщения над поверхностью этих капель находятся в соотношении $E_1 < E_2$. Вследствие этого начнется перегонка пара с теплой капли на холодную. Обозначим разность давлений водяного пара через $\Delta E_T = E_2 - E_1$. При одной и той же разности $\Delta E_T = \text{const}$ разности температур $\Delta T = T_2 - T_1$ должны быть тем меньше, чем выше температура окружающего каплю воздуха. Для возникновения эффекта конденсации, сравнимого с эффектом появления твердой фазы (кристаллов) в облаке, необходимо, чтобы разность ΔT была равна нескольким градусам при низких отрицательных температурах и долям градуса при высоких положительных температурах. Большие разности температур в облаках не отмечаются и этот эффект не важен в умеренных и высоких широтах, где облака имеют низкую температуру, но существенен в тех широтах, где нижняя часть облаков находится в области высоких температур.

Скорость падения. На частицу в атмосфере действуют внешние силы (сила тяжести, электростатические силы и др.), сила сопротивления со стороны воздуха и сила взаимодействия между частицами. Сила сопротивления зависит от скорости движения частицы относительно воздуха, размеров частицы. Формула силы сопротивления имеет простой вид при малых числах Рейнольдса (Re). Для шарообразных частиц (капель) при таком режиме движения сила сопротивления прямо пропорциональна скорости движения частицы

относительно воздуха (закон Стокса). Аналитически эта зависимость записывается в виде

$$F_0 = 6\pi\eta r v, \quad (2.4.1)$$

где η — коэффициент молекулярной вязкости, r — радиус частицы. С достаточной степенью точности силу сопротивления можно представить в следующем виде:

$$F = F_0 \left(1 + \frac{1}{6} \text{Re}^{2/3} \right), \quad (2.4.2)$$

где $\text{Re} = 2r\rho v/\eta$, ρ — плотность воздуха. Рассмотрим падение шарообразной частицы (капли) под влиянием силы тяжести в случае малых чисел Re , при выполнении закона Стокса. Внешняя сила складывается из силы тяжести и выталкивающей силы:

$$G = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_k g - \frac{4}{3}\pi r^3 \rho g, \quad (2.4.3)$$

где ρ_k — плотность частицы (капли), g — ускорение свободного падения. Так как плотность воздуха ρ значительно меньше плотности воды (капли), то вычитаемым в формуле (2.4.3) можно пренебречь и записать

$$G = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_k g. \quad (2.4.4)$$

Если скорость падения частицы, а также силы G (сила тяжести) и F (сила сопротивления) направлены вдоль одной прямой по вертикали, то векторное уравнение движения частицы (на основании второго закона Ньютона) $m \frac{dv}{dt} = F + G$, где v — скорость движения, m — масса,

при малых Re с учетом (2.4.1) и (2.4.4) принимает вид

$$m \frac{dv}{dt} = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_k g - 6\pi\eta r v. \quad (2.4.5)$$

Скорость v считается положительной, если она направлена вниз, поэтому уравнение (2.4.5) можно записать как

$$\frac{dv}{dt} - \frac{v}{\tau} - g = 0, \quad (2.4.6)$$

где $\tau = m/6\pi\eta r = 2r\rho_k/9\eta$ — величина с размерностью времени, играющая важную роль при исследовании движения частиц в воздухе и других средах. Установившуюся скорость движения частицы (v_s) получим из уравнения (2.4.6), если $dv/dt = 0$. Таким образом,

$$v_s = g\tau, \quad v_s = \frac{2g\rho_k r^2}{9\eta}. \quad (2.4.7)$$

Скорость установившегося движения частицы при малых значениях параметра Re (при малых r) прямо пропорциональна квадрату радиуса частицы. Формула (2.4.7), называемая формулой Стокса, дает удовлетворительные результаты для определения скорости падения шарообразных частиц (капель) радиусом 0,1–50 мкм. В случае более крупных частиц необходимо считаться с отклонением силы сопротивления от закона Стокса.

Коэффициент соударения. Важной количественной характеристикой процесса осаждения (или захвата) капель является коэффициент соударения. Назовем коэффициентом соударения (K_c) частиц с обтекаемым телом отношение числа соударяющихся с телом частиц к числу частиц, центры которых прошли бы через тело, если бы двигались все время прямолинейно. Для определения коэффициента соударения необходимо найти крайние траектории капель, которые еще соприкасаются с телом. Если обозначить через s площадь поперечного сечения (на достаточно большом удалении от тела) того цилиндра, образующими которого служат крайние траектории, то для коэффициента соударения можно записать: $K_c = s/S$, где S — площадь наибольшего сечения тела плоскостью, перпендикулярной направлению воздушного потока. Если обозначить через h расстояние от крайних траекторий до центральной линии тока, направленной к центру шара, то коэффициент соударения в случае цилиндра $K_c = h/R$; в случае шара (капли) $K_c = (h/R)^2$. Установить зависимость коэффициента соударения от определяющих его параметров (скорости, размеров обтекаемого тела, частиц) позволяет теория подобия. Из этой теории следует, что коэффициент соударения является функцией трех безразмерных величин (критериев подобия): числа Рейнольдса

$$Re = \frac{2\rho v_0 R}{\eta}; \text{ числа Стокса } Stk = \frac{l_i}{2R_i} \text{ или } Stk = \frac{\rho_k v_0 r^2}{9\eta R}; \text{ числа Фруда}$$

$$Fr = \frac{v_0}{2gR}, \text{ где } v_0 \text{ — скорость относительного движения тела и}$$

частицы на большом удалении от тела; R — характерный размер обтекаемого тела (радиус цилиндра, шара). Основная причина столкновений частицы с телом — инерция частиц, приводящая к отклонению их траекторий вблизи обтекаемого тела от траекторий движения воздушного потока. Именно такой инерционный характер имеют процессы обледенения, столкновения капель в процессе гравитационной коагуляции. Для инерционного осаждения частиц имеют значение только критерии Re и Stk . Критерий Фруда отражает влияние силы тяжести на осаждение частиц. Зависимость

коэффициента соударения от безразмерных чисел Re , Stk и Fr можно установить на основании расчета траекторий частиц вблизи обтекаемого тела или опытным путем. При больших Re на основе расчета траекторий капель получили формулу для коэффициента соударения шарообразных частиц $K_c = \frac{(Stk)^2}{(Stk + 0,125)^2}$. Она дает

удовлетворительные результаты при $Stk \geq 0,1$. Зависимость коэффициента соударения от числа Stk позволяет выяснить роль различных факторов, определяющих интенсивность осаждения частиц, например, интенсивность обледенения различных частей самолета, проводов, наземных предметов. Рост коэффициента соударения с увеличением параметра Стокса означает, что коэффициент соударения возрастает с увеличением v_0 , r , ρ_k и уменьшением R и η . Хотя величина K_c уменьшается с увеличением размера обтекаемого тела, общее количество осажденных частиц на теле возрастает с увеличением его размера, поскольку общая масса осажденного вещества пропорциональна, например для шара произведению $K_c \pi R^2$. Кроме коэффициента соударения, существует коэффициент слияния (для твердых частиц — слипания). Не все соударения капель приводят к их слиянию, часто капли при ударе отскакивают друг от друга, а причиной является тонкая воздушная прослойка с избыточным давлением 1 гПа, которая образуется между каплями при сближении за счет их испарения.

Формирование града. В высоких и умеренных широтах осадки значительной интенсивности выпадают из облаков, состоящих из капель воды и кристаллов льда, что указывает на определяющую роль появления твердой фазы в образовании осадков. Появление твердых частиц в облаке является решающим для образования осадков, они выпадают только из облаков смешанного строения. Эффект, который связан с появлением кристаллов льда в облаке, сводится к тому, что резко увеличивается абсолютное пересыщение. Давление насыщенного водяного пара зависит от радиуса частицы, поэтому существует при каждой температуре критический размер сферических ледяных частиц, при котором они начинают расти за счет перегонки водяного пара с капель воды. Если радиус ледяной частицы $r > r_{кр}$, то частица растет, а переохлажденные капли испаряются. Скорость роста мелких ледяных частиц в смешанном облаке в 10–20 раз превышает скорость роста капель. Поэтому резко сокращается время роста облачных элементов в начальной стадии, когда основную роль играют конденсация и сублимация, а скорость коагуляционного роста капель мала. После того, как радиус ледяных частиц достиг 50–60 мкм,

основную роль играет процесс коагуляции. Время от момента образования облака до момента выпадения первых частиц осадков в случае появления твердой фазы составляет 40 мин при w от 2 до 10 м/с. Размер частиц града при сохранении восходящих потоков быстро увеличивается со временем после начала выпадения.

Наземная конденсация. Если температура воздуха, соприкасающегося с земной поверхностью, ниже точки росы, то начинается процесс конденсации водяного пара на поверхности, сопровождающийся появлением росы, инея, изморози.

Роса и иней. Основной причиной образования росы служит потеря тепла земной поверхностью под влиянием излучения в ночное время суток. При достижении температурой воздуха точки росы и последующем дополнительном охлаждении происходит конденсация водяного пара. В общем случае пар конденсируется как в воздухе (туман), так и на земной поверхности (роса). В случаях, когда воздух чистый и мало ядер конденсации или резко выражена инверсия температуры, конденсация водяного пара происходит на земной поверхности и выпадает роса. Сначала на поверхности (почве, растениях, предметах) образуются мелкие капли, которые сливаются в более крупные. Если температура земной поверхности ниже 0°C , то на неровностях, кристаллических частицах водяной пар может начать сублимироваться, т.е. переходить в твердое состояние — лед. Условия выпадения инея более просты, чем росы, достаточно достичь состояния насыщения по отношению к льду, чтобы началась сублимация водяного пара (f у поверхности может быть меньше 100%). Так как при выпадении росы водяной пар переносится из атмосферы к земной поверхности, то абсолютная влажность воздуха при этом уменьшается, что снижает вероятность образования тумана, но если образуется туман, температура земной поверхности повышается, что не способствует выпадению росы. Обильные росы выпадают при высокой абсолютной влажности воздуха на сухих почвах (теплопроводность мала), в ясную погоду (большое эффективное излучение) и при слабом ветре.

Твердый налет. Его появление связано со сменой погоды, когда после продолжительных сильных морозов наступает резкое потепление. Теплый воздух, поступающий на сильно охлажденную поверхность, соприкасаясь с холодными предметами (навстренными стенами зданий, асфальтом), охлаждается, водяной пар достигает насыщения и при дальнейшем охлаждении и конденсируется. На холодных предметах формируется пленка воды, которую и называют жидким налетом. Если периоду потепления предшествовали сильные

морозы, то возникает твердый налет кристаллический, зернистый или ледяной. Увеличению налета кроме конденсации водяного пара способствует осаждение на предметах капель тумана, который образуется в теплом воздухе.

Изморозь. Представляет собой белый рыхлый, снеговидный осадок, образующийся на ветвях деревьев, проводах, на выступах зданий. Образуется путем сублимации водяного пара (кристаллическая изморозь) или в результате намерзания капель переохлажденного тумана (зернистая изморозь). Оба процесса протекают при тумане при температурах выше -30°C . В отличие от инея, изморозь образуется в любое время суток, чаще в морозную погоду, когда в воздухе появляются ледяные кристаллы.

Гололед. Явление осаждения и последующего замерзания переохлажденных капель мороси или дождя на наветренной стороне различных предметов и земной поверхности. Образуемый слой плотного льда достигает нескольких сантиметров. Гололед наблюдается чаще в начале зимы при температурах от 0 до -7°C . Бывают зимы, например в прибрежных районах, когда гололед образуется в течение всей зимы. Отличие гололеда от твердого налета состоит в том, что при образовании налета сублимация водяного пара осуществляется на холодной земной поверхности, а гололед формируется под влиянием замерзания капель осадков, образовавшихся в атмосфере.

2.5. Влажность воздуха

Испарение и насыщение. Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхностей водоемов, почвы и транспирации растений. Испарение, в отличие от транспирации, называют физическим испарением, а испарение и транспирацию вместе — суммарным. Процесс испарения состоит в том, что отдельные молекулы воды отрываются от водной поверхности или от влажной почвы и переходят в воздух как молекулы водяного пара. В воздухе они быстро распространяются вверх и в стороны от источника испарения. Это происходит отчасти вследствие собственного движения молекул. В этом случае процесс распространения молекул газа на возможно большее пространство называется молекулярной диффузией. К молекулярной диффузии в атмосфере присоединяется еще и распространение водяного пара вместе с воздухом: в горизонтальном направлении с ветром, т.е. с общим переносом воздуха, а в вертикальном направлении путем турбулентной

диффузии, т.е. вместе с турбулентными вихрями, всегда возникающими в движущемся воздухе. Но одновременно с отрывом молекул от поверхности воды или почвы происходит и обратный процесс их перехода из воздуха в воду или в почву. Если достигается состояние подвижного равновесия, когда возвращение молекул становится равным их отдаче с поверхности, то испарение прекращается: отрыв молекул с поверхности продолжается, но он покрывается возвращением молекул. Такое состояние называют насыщением, водяной пар в этом состоянии — насыщающим, а воздух, содержащий насыщающий водяной пар, — насыщенным. Водяной пар в состоянии насыщения называют парциальным давлением насыщения.

Давление насыщения растет с температурой. Это значит, что при более высокой температуре воздух способен содержать больше водяного пара, чем при более низкой температуре. Зависимость давления насыщения от температуры представлена на рис. 2.5.1. Например, при температуре 0° давление насыщения равно 6,1 гПа, при 10°C — 12,3 гПа, при 20°C — 23,4 гПа, при 30°C — 42,4 гПа. Таким образом, на каждые 10°C температуры давление насыщения и пропорциональное ему содержание насыщающего водяного пара в воздухе возрастают почти вдвое. 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 преобладает состояние переохлаждения в атмосфере, только при более низких температурах часть капель замерзает. Поэтому в атмосфере жидкая вода и лед часто находятся в непосредственной близости, многие облака состоят из тех и других элементов одновременно, т.е. являются смешанными.

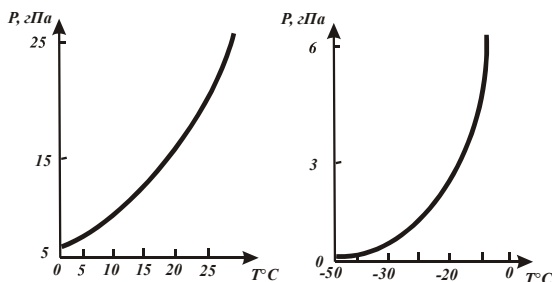


Рис. 2.5.1. Давление насыщения в зависимости от температуры

При отрицательных температурах давление насыщения по отношению к ледяным кристаллам меньше, чем по отношению к переохлажденным каплям. Например, при температуре -10°C над переохлажденной водой давление насыщения 2,85 гПа, а над льдом 2,60 гПа. Различие в давлении насыщения над водой и льдом объясняется тем, что силы сцепления между молекулами льда больше, чем между молекулами воды. Если в воде растворены соли, то давление насыщения для такого раствора меньше, чем для пресной воды, и тем меньше, чем больше концентрация солей. Давление насыщения понижается и для капель, содержащих растворенный хлористый натрий и другие соли морской воды.

Скорость испарения. 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 насыщения при температуре испаряющей поверхности и фактическим парциальным давлением водяного пара в воздухе: $E_s - e$ (закон Дальтона). Чем меньше разность ($E_s - e$), тем медленнее идет испарение, т. е. тем меньше водяного пара переходит в воздух за единицу времени. Кроме того, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению p . Но этот фактор важен лишь при сравнении условий испарения на разных высотах в горах, на равнине колебания атмосферного давления не так велики, чтобы имели серьезное значение. Испарение зависит от скорости ветра (U), поскольку ветер и связанная с ним турбулентность относят водяной пар от испаряющей поверхности и поддерживают необходимый дефицит влажности в непосредственной близости от нее. Испарение очень велико летом в степной зоне России, когда к большому дефициту влажности часто присоединяются и сильные ветры. Итак,

$$V = k \frac{E_s - e}{p} f(U), \quad (2.5.1)$$

где k — коэффициент пропорциональности. Измерение испарения является трудной задачей, его можно измерить с поверхности воды в чашке прибора — испарителя, но нельзя приравнивать к испарению с большого естественного водоема. В последнем случае испарение меньше, чем определенное по испарителю. Измерить испарение с поверхности почвы еще труднее, соответствующие приборы — почвенные испарители — существуют, но определяемые ими величины испарения из почвы также отличаются от испарения в естественной обстановке. Положение осложняется и транспирацией, которая, являясь биологическим процессом, для разных видов растений различна при одинаковых метеорологических условиях.

Поэтому для определения испарения с больших географических площадей прибегают к расчетным методам. Испарение с поверхности суши рассчитывается, например, по осадкам, стоку и влагосодержанию почвы и другим элементам водного баланса, с которыми связано испарение и которые легче определяются путем измерений. Испарение с поверхности моря можно рассчитывать по формулам, близким к уравнению (2.5.1), из данных о влагосодержании воздуха, температуре и ветре.

Географическое распределение. Говоря о количестве воды, испаряющемся в той или иной местности, нужно различать фактическое испарение и потенциальное испарение, или испаряемость. Испаряемостью называют максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги в данной местности. Таким является испарение с чашки испарителя, куда регулярно добавляется вода. Испарение с поверхности водоема или избыточно увлажненной почвы также может быть названо испаряемостью. Но в случае большой испаряющей поверхности оно меньше, чем испарение, определенное по испарителю. Величина испаряемости характеризует, насколько погода и климат в данной местности благоприятствуют процессу испарения. Однако испаряемость не всегда совпадает с фактическим испарением с поверхности почвы. Для почвы с недостаточным увлажнением величина фактического испарения меньше, чем для водной поверхности при тех же условиях, т.е. меньше испаряемости, просто потому, что не хватает влаги, которая могла бы испаряться. Например, в условиях Средней Азии испаряемость летом очень велика вследствие большого дефицита влажности при высоких температурах. С водных поверхностей, например Аральского моря, испаряется большое количество воды с единицы поверхности, но в пустынях, где осадки малы, фактическое испарение из иссушенной песчаной почвы очень мало.

В полярных областях, при низких температурах испаряющей поверхности, как давление насыщения E_s , так и фактическое парциальное давление e малы и близки друг к другу. Поэтому разность $(E_s - e)$ мала и вместе с ней мала испаряемость. На Шпицбергене она только 80 мм в год, в Англии около 400 мм, в Средней Европе около 450 мм. На европейской территории России испаряемость растет с северо-запада на юго-восток вместе с ростом дефицита влажности. В г. Петербурге она 320 мм в год, в Москве 420 мм, в Луганске 740 мм. В Средней Азии с ее высокими летними температурами и большим дефицитом влажности испаряемость значительно выше: 1340 мм в Ташкенте и 1800 мм в Нукусе. В тропиках испаряемость сравнительно

невелика на побережьях и резко возрастает внутри материков, особенно в пустынях. Так, на Атлантическом побережье Сахары годовая испаряемость 600—700 мм, а на расстоянии 500 км от берега — 3000 мм. В наиболее засушливых районах Аравии и пустынь Колорадо она выше 3000 мм. Только в Южной Америке нет областей с годовой испаряемостью более 2500 мм. У экватора, где дефицит влажности мал, испаряемость относительно низка: 700—1000 мм. В береговых пустынях Перу, Чили и Южной Африки годовая испаряемость также не более 600—800 мм. Влажная почва, покрытая растительностью, может терять влаги больше, чем водная поверхность, так как к испарению в этом случае прибавляется транспирация. Но почва в районах с недостаточным увлажнением, конечно, испаряет меньшее количество воды.

Суточный и годовой ход парциального давления. Абсолютное содержание водяного пара в воздухе можно охарактеризовать одной из трех величин: парциальным давлением водяного пара, абсолютной влажностью, массовой долей водяного пара. Влагосодержание воздуха у земной поверхности имеет суточный и годовой ход, связанный с соответствующими периодическими изменениями температуры. Суточный ход парциального давления водяного пара лучше выражен в многолетних средних величинах, чем в отдельные дни, так же, как и суточный ход температуры воздуха. Амплитуда его в средних широтах мала: весной и летом она 2—3 гПа, осенью и зимой 1—2 гПа. Над морем и в приморских областях на суше парциальное давление водяного пара имеет простой суточный ход, параллельный суточному ходу температуры воздуха: влагосодержание растет днем, когда температура выше. Таков же суточный ход в глубине материков в холодное время года. Но в теплое время года в глубине материков парциальное давление водяного пара по большей части имеет двойной суточный ход. Первый минимум наступает рано утром, вместе с минимумом температуры. Затем парциальное давление пара быстро растет вместе с температурой до 9 ч утра. После этого упругость пара убывает до 15 ч, когда наступает второй минимум. В сухих и жарких местностях этот дневной минимум является главным. Далее парциальное давление водяного пара снова растет до 21—22 ч, когда наступает второй максимум, после этого оно снова падает до утра. Причиной двойного суточного хода влагосодержания является развитие конвекции над сушей летом в дневные часы.

С восходом солнца почва нагревается, возрастает испарение, и парциальное давление водяного пара у земной поверхности растет. Около 8—10 ч в приземном слое уже устанавливается неустойчивая

стратификация и перенос водяного пара осуществляется в направлении его градиента, снизу вверх. Это приводит к дневному падению влагосодержания у земной поверхности. В вечерние часы конвекция ослабевает, а испарение с нагретой почвы еще велико, и потому влагосодержание у земной поверхности начинает расти. Но в ночные часы испарение сильно уменьшено, а при охлаждении воздуха от земной поверхности водяной пар даже конденсируется в виде росы. Отсюда и ночное падение парциального давления. На горных станциях суточный ход парциального давления параллелен ходу температуры. Максимум наступает после полудня, когда конвекция наиболее интенсивно переносит водяной пар в верхние слои. Амплитуда на горных станциях уменьшена, и экстремальные значения запаздывают. Годовой ход парциального давления параллелен годовому ходу температуры: летом она больше, зимой меньше. Иногда экстремальные значения влагосодержания запаздывают на месяц относительно экстремумов температуры. В тех районах тропиков, где максимум температуры приходится на период до начала дождливого сезона, максимум влагосодержания совпадает с началом дождей. Годовая амплитуда парциального давления тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Следовательно, в континентальном климате она больше, чем в морском. Еще больше она в муссонных областях, где существует резкая противоположность между сухой зимой и влажным летом. Над океанами и в морском климате на суше, особенно в экваториальных областях, годовая амплитуда влагосодержания мала. Приведем средние значения парциального давления водяного пара: Москва (континентальный климат) — январь, 3 гПа, июль, 16 гПа; Париж (морской климат) — январь, 6 гПа, август, 14 гПа; Пекин (муссонный климат) — январь, 3 гПа, июль, 24 гПа; Джакарта (экваториальный климат) — август, 26 гПа, апрель, 29 гПа.

Суточный и годовой ход относительной влажности.

Суточный ход относительной влажности зависит от суточного хода фактического парциального давления e и от суточного хода давления насыщения E , но оно находится в прямой зависимости от суточного хода температуры. Парциальное давление e меняется в суточном ходе незначительно, гораздо резче меняется вместе с температурой давление насыщения E . Поэтому суточный ход относительной влажности почти противоположен суточному ходу температуры. При падении температуры относительная влажность растет, при повышении температуры — падает. В результате суточный минимум относительной влажности совпадает с суточным максимумом температуры воздуха, приходится на послеполуденные часы, а

суточный максимум относительной влажности совпадает с суточным минимумом температуры, приходится на время восхода солнца. Над морем средняя суточная амплитуда относительной влажности мала, поскольку мала там суточная амплитуда температуры. Над внутренними южными морями России суточная амплитуда относительной влажности зимой 5–7%, летом 10–15%. Над океаном она еще меньше. Над сушей суточная амплитуда больше, чем над морем, особенно летом. В Дублине, в ярко выраженном морском климате, зимой она 7%, летом 20%; в Вене зимой 9%, летом 27%; в Нукусе (Туркмения) зимой 25%, летом 45%. В Индии в жаркое предмуссонное время она около 40%, а в период муссонных дождей — только около 20 %. Конечно, в ясные дни суточный ход относительной влажности выражен лучше, чем в облачные. Так, в Вене в ясные дни зимой амплитуда 20%, а летом 43%. Суточный ход относительной влажности нарушают бризы на берегах морей. При дневном бризе с моря температура падает, а относительная влажность растет вопреки нормальному суточному ходу. В горах и свободной атмосфере суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу температуры. Максимум приходится на дневные часы, когда увеличено облакообразование. В годовом ходе относительная влажность также меняется обратно пропорционально температуре. Так, в Москве она в январе 85%, в июле 68%. Однако в муссонных районах относительная влажность увеличена летом, при поступлении морского воздуха и при выпадении муссонных дождей, и уменьшена зимой, в период выноса сухих воздушных масс с материка. Так, во Владивостоке она в июле 89%, в ноябре 68%.

Изменение влажности с высотой. С высотой парциальное давление водяного пара, абсолютная влажность и массовая доля водяного пара убывают. Это вполне понятно, ведь давление и плотность воздуха в целом также убывают с высотой. Процентное содержание водяного пара по отношению к постоянным газам воздуха также убывает с высотой. Это значит, что парциальное давление и плотность водяного пара убывают с высотой значительно быстрее, чем общее давление и общая плотность воздуха. Зависит это от того, что водяной пар постоянно поступает в атмосферу снизу и, постепенно распространяясь вверх, конденсируется в более или менее высоких слоях вследствие понижения температуры. Поэтому в нижних слоях его больше по отношению к сухому воздуху, чем в верхних. В горах влагосодержание несколько больше, чем на тех же высотах в свободной атмосфере, здесь ближе источник влаги — земная поверхность. Относительная влажность меняется с высотой менее за-

кономерно. Она с высотой убывает, но на уровнях, где происходит облакообразование, относительная влажность повышена. В слоях с температурными инверсиями она уменьшается очень резко вследствие повышенной температуры. Зная распределение абсолютной влажности по высоте, можно подсчитать, сколько водяного пара содержится во всем столбе воздуха над единицей площади земной поверхности. Эту величину называют *осажденной водой* (запасы влаги в атмосферном столбе). В среднем над каждым квадратным метром земной поверхности в воздухе содержится около 28,5 кг водяного пара. Общий вес воздуха над каждым квадратным метром земной поверхности при среднем атмосферном давлении свыше 10 т, больше в 300 раз.

Конденсация — переход воды из газообразного в жидкое состояние — происходит в атмосфере в виде образования мельчайших капель, диаметром порядка нескольких микрометров. Более крупные капли образуются путем слияния мелких или таяния ледяных кристаллов. Конденсация начинается тогда, когда воздух достигает насыщения, что чаще происходит в атмосфере при понижении температуры. Количество водяного пара, недостаточное для насыщения, с понижением температуры до точки росы становится насыщающим. При дальнейшем понижении температуры избыток водяного пара сверх того, что нужно для насыщения, переходит в жидкое состояние. Возникают зародыши, начальные комплексы молекул воды, которые в дальнейшем растут до величины облачных капель. Если точка росы лежит значительно ниже нуля, то первоначально возникают такие же зародыши, на которых растут переохлажденные капли, но затем они замерзают и на них происходит развитие ледяных кристаллов.

Охлаждение воздуха чаще происходит адиабатически вследствие расширения без отдачи тепла в окружающую среду, преимущественно при подъеме воздуха. Механизмы такого подъема воздуха различны. Он может подниматься в процессе турбулентности в виде неупорядоченных вихрей, в более или менее сильных восходящих токах конвекции. Может происходить и подъем большого количества воздуха на атмосферных фронтах, причем возникают облачные системы, покрывающие площади в сотни тысяч квадратных километров. Подъем воздуха может происходить и в гребнях атмосферных волн, вследствие чего также могут возникать облака на тех высотах, где существует волновое движение. В зависимости от механизма подъема воздуха возникают и различные виды облаков. В атмосферных условиях происходит не только образование капель, но и

сублимация — образование кристаллов льда, минуя жидкую фазу. Твердые осадки, выпадающие из облаков, обычно имеют хорошо выраженное кристаллическое строение, например, всем известны сложные формы снежинок — шестилучевых звезд с многочисленными разветвлениями. В облаках и осадках обнаруживаются и более простые формы кристаллов, а также замерзшие капли. Кристаллы возникают и на земной поверхности, предметах при отрицательных температурах (иней, изморозь).

Понижение температуры возможно также в результате охлаждения деятельной поверхности путем излучения и последующего охлаждения прилегающих слоев воздуха. Этот процесс происходит в ясную тихую погоду после захода солнца. Конденсация может происходить также вследствие соприкосновения теплого воздуха с холодной деятельной поверхностью. Например, когда воздух с теплой морской поверхности натекает на более холодную поверхность континента или когда с теплого континента воздух переходит на более холодную поверхность, или же переходит из области теплого морского течения в область холодного течения. Иногда происходит смешивание двух воздушных масс, содержащих насыщенный или близкий к насыщению водяной пар, но имеющих разную температуру. Такое смешивание приводит к понижению температуры более теплого воздуха. Парциальное давление водяного пара в смеси воздуха может оказаться больше давления насыщения при температуре этой смеси. Избыток водяного пара при этом должен сконденсироваться.

Образование капелек при конденсации в атмосфере всегда происходит на некоторых центрах, называемых ядрами конденсации. Если зародыш капельки возникает без ядра, он оказывается неустойчивым. Молекулы, образовавшие комплекс, тут же разлетаются снова. Роль ядра конденсации заключается в том, что оно вследствие своей гигроскопичности увеличивает устойчивость образовавшегося зародыша капельки. Если воздух искусственно освободить от ядер конденсации, то конденсации не будет даже при большом перенасыщении. Однако ядра конденсации в атмосфере всегда есть, и потому значительные перенасыщения не наблюдаются. Важнейшими ядрами являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской, которая всегда обнаруживается в воде осадков. Они попадают в воздух в больших количествах при волнении моря и разбрызгивании морской воды и при последующем испарении капелек в воздухе. На гребнях волн возникают пузырьки, наполненные воздухом (пена), которые затем

лопаются, в результате чего и происходит разбрызгивание. Разрыв только одного воздушного пузырька диаметром 6 мм дает примерно 1000 капелек. При ветре 15 м/с за одну секунду с одного квадратного сантиметра поверхности моря попадает в воздух несколько десятков ядер конденсации весом порядка 10^{-15} г каждое.

Возникшие таким путем ядра конденсации имеют размеры порядка десятых и сотых долей микрометра. Встречаются и гигантские ядра, размерами свыше одного микрометра. Ядра конденсации вследствие малых размеров не оседают, а переносятся воздушными течениями на большие расстояния. При этом из-за гигроскопичности они часто плавают в атмосфере в виде мельчайших капель насыщенного соляного раствора. При повышении относительной влажности они начинают расти, а при значениях влажности около 100% превращаются в видимые капли облаков и туманов. Конденсация происходит также на гигроскопических твердых частичках и капелях, являющихся продуктами сгорания или органического распада. Это азотная, 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 негигроскопические, но смачиваемые, достаточно крупные частички. Число ядер конденсации в одном кубическом сантиметре воздуха у земной поверхности порядка тысяч и десятков тысяч, с высотой число ядер быстро убывает. На высоте 3–4 км насчитывают только сотни ядер конденсации. Однако облачные капли возникают в реальной атмосфере не на всех, а только на наиболее крупных ядрах. Конденсация на остальных ядрах может быть получена в искусственных условиях, при более или менее значительном перенасыщении воздуха. Различают наиболее мелкие ядра радиусом менее 0,1 мкм («ядра Айткена»), которые при наблюдающемся в атмосфере перенасыщении в процессе конденсации не участвуют; облачные ядра конденсации с радиусом 0,1–1,0 мкм, которые обеспечивают конденсацию в атмосфере; «гигантские» ядра с радиусом 1,0–3,5 мкм и массой более 10^{-11} г, они немногочисленны, но важны для образования крупных капель в облаках.

Влажность воздуха. Водяной пар поступает в атмосферу в процессе испарения с земной поверхности. В атмосфере водяной пар переносится упорядоченными воздушными течениями и путем турбулентного перемешивания. Под влиянием охлаждения водяной пар в атмосфере конденсируется — образуются облака и осадки. Благодаря процессам испарения и конденсации в атмосфере непрерывно происходит круговорот воды. С поверхности океанов (361

млн км²) в течение года испаряется слой воды толщиной 1423 мм, с поверхности материков (149 млн км²) — 423 мм. Толщина слоя осадков, выпавших за год, на океанах составляет 1313 мм, на материках — 689 мм, по земному шару в целом — 1131 мм. Количество осадков на материках значительно превышает испарение, следовательно, значительная масса водяного пара поступает на материки с океанов. С другой стороны, не испарившаяся на материках вода стекает в реки и океан. На океанах испарение превышает количество осадков.

Водяной пар распространяется в атмосфере вследствие ее движения, которое складывается из упорядоченного переноса и турбулентных пульсаций. Молекулярная диффузия играет заметную роль только в непосредственной близости от испаряющей поверхности — вязком подслое толщиной в несколько миллиметров. При движении индивидуальной частицы сохраняется постоянной массовая доля водяного пара. Все другие характеристики (абсолютная и относительная влажность, давление, точка росы) при движении частицы изменяются. По этой причине турбулентный поток водяного пара пропорционален градиенту массовой доли водяного пара. На изменение величины s оказывают влияние следующие процессы: а) упорядоченный перенос водяного пара со средней скоростью в горизонтальном направлении. Этот процесс называют адвекцией водяного пара. Под ее влиянием происходит увеличение массовой доли пара ($ds/dt > 0$), если воздух переносится из области с высокими значениями s в область с относительно низкими s ; б) упорядоченный перенос пара вертикальными токами, называется конвекцией водяного пара. Если доля пара убывает с высотой ($ds/dz < 0$), что часто наблюдается в атмосфере, то при восходящем движении ($w > 0$) на фиксированном уровне влажность увеличивается со временем ($ds/dt > 0$), а при нисходящем уменьшается.

Турбулентная диффузия пара в вертикальном и горизонтальном направлениях приводит к выравниванию доли пара, если не происходит его притока или оттока. Если в некотором слое доля пара убывала с высотой, то под влиянием турбулентной диффузии произойдет увеличение s в верхней части слоя и уменьшение в нижней. Перенос и перераспределение пара по горизонтали осуществляются адвекцией. Турбулентная диффузия заметна там, где изменяются свойства земной поверхности.

Распределение влажности. Приземный слой обладает важной ролью в переносе водяного пара от земной поверхности в другие слои атмосферы. В нем формируются те потоки водяного пара,

которые приводят к образованию облачности. Влажность в приземном слое резко изменяется с высотой, как и температура. Выше приземного слоя в переносе водяного пара также участвуют турбулентный обмен и вертикальные токи. Но поток водяного пара в пограничном слое и в тропосфере не остается постоянным по высоте. Под влиянием турбулентного перемешивания должна выравниваться массовая доля водяного пара, поскольку именно она сохраняет постоянное значение при движении частиц воздуха. Однако давление пара уже на малых высотах оказывается больше давления пара, насыщенного при температуре, характерной для этих высот. Это означает, что в большей части тропосферы водяной пар должен конденсироваться, вследствие чего давление водяного пара убывает с высотой значительно быстрее, чем давление воздуха. Первые формулы, описывающие распределение характеристик влажности по высоте, были получены в конце прошлого века по материалам наблюдений в Альпах и данным шаров-зондов.

Формула Ганна имеет вид $e = e_0 \cdot 10^{\frac{-z}{6,3}}$, где z — высота над земной поверхностью (км), e_0 — давление водяного пара при $z = 0$. Зюринг получил формулы, согласно которым давление пара убывает с высотой еще быстрее, чем по предыдущей формуле $e = e_0 \cdot 10^{\frac{-z}{6 - z^2/120}}$. Доля пара по формуле убывает с высотой медленнее, чем давление водяного пара. В настоящее время накоплены большие данные измерений влажности в тропосфере и нижней стратосфере с помощью радиозондов.

Массовая доля пара в тропосфере также уменьшается с высотой, но в стратосфере эта характеристика влажности медленно увеличивается с высотой, что объясняется падением атмосферного давления, от которого зависит s . Средние квадратические отклонения точки росы равны нескольким градусам как в тропосфере, так и стратосфере. Для реального распределения влажности характерно большое разнообразие, слои убывания влажности могут чередоваться со слоями возрастания. Например, зимой в нижней тропосфере (до 1,5–2 км) доля пара увеличивается с высотой. Сведения о влажности воздуха в стратосфере не велики, измерения влажности с помощью радиозондов уже в верхней тропосфере обладают низкой точностью. Измерение влажности в стратосфере осуществляется и с помощью специальной аппаратуры (инфракрасных, конденсационных гигрометров). Выше тропопаузы абсолютная и относительная влажность воздуха имеет очень низкие значения. Однако в стратосфере могут встречаться слои с повышенной влажностью, например, в области

перламутровых облаков. Анализ измерений массовой доли водяного пара в стратосфере позволил наметить два типа ее распределения. Выше тропопаузы s резко уменьшается вблизи 16 км, а выше этого уровня доля пара возрастает и на предельных высотах (около 30 км), до которых выполнены измерения, достигает значений, в 10 раз превышающих s вблизи тропопаузы. Сведений о влажности воздуха в верхней стратосфере и мезосфере мало, но так как здесь наблюдается турбулентное перемешивание, водяной пар поступает из нижних слоев, о чем свидетельствует образование серебристых облаков.

Суточный ход влажности. Вертикальные профили характеристик влажности в пограничном слое разнообразны, как и профили температуры. Доля пара зимой практически не изменяется с высотой, но в другие сезоны года она с высотой убывает — летом быстрее, весной и осенью медленнее. Вертикальные градиенты доли пара ($-ds/dz$) летом также изменяются в более широких пределах, чем зимой. Относительная влажность убывает с высотой во все сезоны года в ясные дни и практически постоянна в пасмурные. Доля пара в ясные дни зимой медленно увеличивается с высотой, в другие сезоны убывает. В случае облачного неба доля пара практически не изменяется с высотой зимой и более медленно, чем в ясные дни, убывает с высотой в другие сезоны года. Относительная влажность в пасмурные дни во все сезоны и на всех высотах больше, чем в ясные. Доля пара на всех уровнях существенно больше в пасмурные дни осенью и особенно зимой. Изменение температуры и турбулентного обмена обуславливает хорошо выраженный суточный ход характеристик влажности. Значительные суточные изменения гигрометрических характеристик наблюдаются в теплую половину года над материками.

В суточных колебаниях давления водяного пара, абсолютной влажности и доли пара отмечают два максимума (в 7–10 и 19–22 ч) и два минимума (перед восходом солнца и в 15–17 ч). В утренние часы после восхода солнца температура земной поверхности начинает повышаться, увеличивается скорость испарения, а вместе с ней и влажность воздуха, но продолжается это только до 9–10 ч. В околополуденные часы сильно возрастает интенсивность турбулентного обмена, под влиянием которого водяной пар переносится в более высокие слои. Если почва недостаточно увлажнена, то этот отток водяного пара не компенсируется испарением влаги с почвы, вследствие чего в нижних слоях абсолютная влажность в околополуденные часы уменьшается. В вечерние часы под влиянием ослабления турбулентного обмена она вновь начинает увеличиваться.

Ночью абсолютная влажность медленно уменьшается вследствие конденсации водяного пара в виде росы или тумана. Общие черты суточного хода доли пара и на более высоких уровнях в основном такие же, как и вблизи земной поверхности. Различие наблюдается только в экстремальных значениях доли пара и во времени их наступления. В околополуденные часы летом e уменьшается, а E сильно возрастает за счет повышения температуры. Вследствие этого f в послеполуденные часы резко уменьшается и достигает минимума в 15–17 ч. Максимальные значения f наблюдаются ночью при минимуме температуры.

Испарение. Скоростью испарения или испарением Q' называют массу воды, которая испаряется за единицу времени с единичной поверхности, это единица скорости испарения в системе кг/(см²). На практике испарение рассчитывается за более длительный промежуток времени (час, сутки, месяц) и в миллиметрах слоя воды, который испарился за это время. Тепло, затрачиваемое на испарение воды с поверхности Земли, представляет собой одну из основных составных частей теплового баланса деятельного слоя Земли и атмосферы. На скорость испарения оказывают влияние много факторов: скорость ветра, шероховатость испаряющей поверхности, стратификация приземного слоя, размеры испаряющей поверхности, характер растительного покрова и др. К настоящему времени разработана методика расчета испарения с водной поверхности (море, океан, озеро, водохранилище). В непосредственной близости к водной поверхности водяной пар находится в состоянии насыщения, и это обстоятельство значительно облегчает решение вопроса. Принято делить все водоемы на три группы: малые (диаметром $d < 1$ км); ограниченные ($1 \text{ км} < d < 100 \text{ км}$); неограниченные ($d > 100 \text{ км}$). На суше влажность воздуха в непосредственной близости к ее поверхности неизвестна, ее трудно измерить. Но если она измерена, например, на двух высотах при градиентных измерениях, то можно рассчитать скорость испарения и с поверхности суши:

$$Q' = b_1 c_1 (E_0 - e_1),$$

где E_0 — давление насыщения при температуре T_0 ; e_1 — давление водяного пара на высоте z ; $b_1 = 0,622 \alpha_s \frac{p_0}{p_0}$. Эту формулу называют

формулой Дальтона, она обеспечивает удовлетворительную точность расчетов. Следует лишь иметь в виду, что E_0 надо определять по температуре T_0 водной поверхности, а не по температуре воздуха около воды. Данные формулы используются также для расчета

скорости испарения с поверхности снега. В этом случае E_0 нужно заменить давлением насыщенного пара над льдом E_d при температуре снежной поверхности. Поскольку $E_d < E_0$, то при прочих равных условиях скорость испарения с поверхности снега меньше, чем с поверхности воды. Вопрос об испарении с малых и ограниченных водоемов относится к более общей проблеме — проблеме изменения (трансформации) свойств воздушного потока при движении его над неоднородной подстилающей поверхностью. Пусть некоторая воздушная масса в течение длительного времени двигалась над однородной подстилающей поверхностью, а затем переместилась на поверхность с существенно другими термическими и динамическими свойствами. Под влиянием вертикального и горизонтального обмена в движущейся массе начинается процесс изменения ее физических свойств (температуры, влажности, скорости ветра), который распространяется на слой большей или меньшей толщины в зависимости от времени, в течение которого воздух находится в новых условиях, и от интенсивности турбулентного обмена. С количественной стороны процесс трансформации описывается уравнениями переноса тепла и влаги, а также уравнениями движения при соответствующих начальных и граничных условиях. Под испаряемостью понимают то количество воды, которое испарилось бы с поверхности суши в данной местности при неограниченном запасе влаги в почве. В районах с избыточным увлажнением фактическое испарение близко к испаряемости, а в засушливых районах испарение значительно меньше испаряемости.

Глава 3. БАРИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

3.1. Теория движений в атмосфере. Геоострофический и градиентный ветер

Если бы на воздух действовала только сила барического градиента, то движение воздуха под ее действием было бы равноускоренным. Ускорение, сообщаемое воздуху силой градиента невелико, но при длительном действии этой силы воздух получил бы очень большие и неограниченно растущие скорости, в реальной атмосфере этого не наблюдается. Воздух движется со скоростью порядка нескольких метров или десятков метров в секунду, скорость ветра мало меняется в течение длительного времени. Следовательно, кроме силы градиента на движущийся воздух действуют другие уравнивающие силы.

Отклоняющая сила вращения Земли. Тело, движущееся во вращающейся системе координат, получает относительно этой системы так называемое поворотное ускорение, или ускорение Кориолиса, направленное под прямым углом к скорости. Оно меняет не величину скорости, а только направление движения. Под вращающейся системой координат подразумеваем поверхность вращающейся Земли, а под телом — атмосферу. На вращающейся Земле поворотное ускорение (его горизонтальная составляющая) направлено в Северном полушарии вправо от скорости, в Южном — влево. Воздух стремится сохранить по инерции свое первоначальное направление движения, но не относительно вращающейся Земли, а относительно мирового пространства, относительно неподвижной системы координат. Система же координат, связанная с земной поверхностью, поворачивается под движущимся воздухом в процессе суточного вращения Земли. Речь идет только о горизонтальной составляющей, условно можно назвать поворотное ускорение отклоняющей силой вращения Земли, отнесенной к единице массы, или силой Кориолиса. Отклоняющая сила вращения Земли обращается в нуль у экватора и имеет наибольшую величину на полюсе, она пропорциональна скорости ветра и обращается в нуль при скорости, равной нулю. Направлена отклоняющая сила под прямым углом к скорости, вправо в Северном полушарии и влево в Южном.

Влияние трения на скорость и направление ветра. Сила трения уменьшает скорость ветра, а также влияет на его направление. Представим себе равномерное прямолинейное движение воздуха при наличии силы трения. Это значит, что должны уравниваться три

силы: градиента, отклоняющая и трения. Так как сила трения направлена противоположно скорости, то она не лежит на одной прямой с отклоняющей силой вращения Земли. Поэтому и сила градиента, уравнивающая сумму двух остальных сил, не может лежать на одной прямой с отклоняющей силой. Она будет составлять со скоростью ветра не прямой, а острый угол. Скорость ветра будет направлена не по изобарам, а пересекать изобары, отклоняясь при этом от градиента вправо (в Северном полушарии), составляя с ним некоторый угол меньше прямого. В циклоне, где градиенты направлены от периферии к центру, ветер имеет составляющую, направленную к центру. Она присоединяется к составляющей, направленной по изобарам против часовой стрелки. Поэтому в нижних слоях циклона ветер направлен против часовой стрелки, втекая от периферии к центру. В антициклоне же составляющая по изобарам будет направлена по часовой стрелке, и к ней присоединяется составляющая, направленная по градиенту наружу, от центра антициклона к периферии. Ветер в нижних слоях антициклона будет дуть по часовой стрелке, одновременно вынося воздух изнутри антициклона к периферии. Проведя линии тока в нижних слоях циклона, мы увидим, что они представляют собой спирали, закручивающиеся против часовой стрелки и сходящиеся к центру циклона. Центр циклона будет для линий тока точкой сходимости. В нижних слоях антициклона линии тока представляют собой спирали, расходящиеся по часовой стрелке от центра антициклона. Последний будет для линий тока точкой расходимости (рис. 3.1).

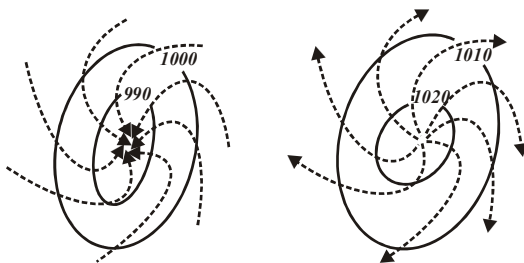


Рис. 3.1. Изобары (сплошные кривые) и линии тока (прерывистые кривые) в нижней части циклона (слева) и антициклона (справа)

В Южном полушарии спиралеобразные линии тока будут направлены в циклоне по часовой стрелке и в антициклоне против часовой стрелки. Но составляющая скорости ветра, нормальная к

изобарам, будет и там, в циклоне, направлена внутрь, а в антициклоне — наружу.

Движение свободной атмосферы. Движение атмосферы выше пограничного слоя (без учета силы трения) определяется градиентом давления, кориолисовой и инерционными силами.

Геострофический ветер. Выделим на уровне в свободной атмосфере единичный объем воздуха, если изобарические поверхности около уровня наклонены к горизонту под некоторым углом α_p , не равным нулю, то на выделенный объем действует горизонтальная составляющая градиента давления G_2 . Под влиянием G_2 объем воздуха начнет ускоренно перемещаться перпендикулярно изобарам в сторону низкого давления. Однако, как только возникнет скорость c_0 , сейчас же появится кориолисова сила K_s , направленная по нормали к c_0 вправо (в Северном полушарии). Под влиянием K_s изменится направление движения — отклонится от c_0 вправо. Изменение направления движения будет продолжаться до тех пор, пока K_s не уравновесит G_2 . Это произойдет тогда, когда воздух начнет двигаться вдоль изобар. Такое установившееся горизонтальное движение воздуха в прямолинейных и равноотстоящих изобарах при отсутствии сил трения называют геострофическим ветром, а соответствующую скорость движения — скоростью геострофического ветра. Скорость геострофического ветра по направлению совпадает с изобарами, при этом низкое давление, если встать лицом по направлению ветра, остается слева в Северном и справа в Южном полушарии, данное утверждение носит название барического закона ветра. Уравнения для проекций скорости геострофического ветра получают из системы уравнений движения. Если предположить, что $\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{dv}{dt} = 0$ (движение установившееся), $w = 0$ (движение горизонтальное), и приравнять инерционную силу и силу трения к нулю, получим

$$u_g = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (3.1.1)$$

если ось x направить вдоль изобары, то $\partial p / \partial x = 0$, и, следовательно, $v_g = 0$, геострофический ветер направлен вдоль изобары. Из выражения u_g следует, что при $-\partial p / \partial y > 0$ (ось y направлена в сторону низкого давления) $u_g > 0$ в Северном полушарии, где $2\omega_z > 0$, и $u_g < 0$ — в Южном, где $2\omega_z < 0$. Обозначим расстояние между соседними изобарами через Δn (на синоптических картах проводят через 5 гПа, $\Delta p = -5$ гПа), формулу для модуля скорости геострофического ветра можно записать в виде

$$c_g = \frac{a}{\sin \varphi \Delta n}, \quad (3.1.2)$$

где $a = 3,42 \cdot 10^6 / \rho$ (в $\text{м}^2/\text{с}$, ρ — в $\text{кг}/\text{м}^3$) на данном уровне практически постоянная величина. Согласно (3.1.2), c_g возрастает с уменьшением Δn . Введем в формулу (3.1.1) вместо давления абсолютную высоту изобарической поверхности Φ . Так как $d\Phi = (g/g_0)dz$, а по уравнению статики $gdz = -dp/\rho$, то соотношения (1) принимают вид

$$u_g = -\frac{g_0}{2\omega_z} \frac{\partial \Phi}{\partial y}, \quad v_g = -\frac{g_0}{2\omega_z} \frac{\partial \Phi}{\partial x}, \quad (3.1.3)$$

где Φ — в геопотенциальных метрах (гп.м). Если ось x направить по касательной к изогипсе, то $\partial \Phi / \partial x = 0$ и $v_g = 0$, тогда геострофический ветер направлен вдоль изогипс абсолютной топографии. Обозначив через $\Delta n'$ расстояние между соседними изогипсами (проводятся через 40 гп. м, $\Delta \Phi = -40$ гп. м), получаем формулу для расчета c_g по данным карт абсолютной топографии

$$c_g = \frac{a'}{\sin \varphi \Delta n'}, \quad (3.1.4)$$

где $a' = g_0 \cdot 40 / 2\omega$ — постоянная величина в $\text{м}^2/\text{с}$.

Преимущество формулы (3.1.4) по сравнению с (3.1.2) состоит в том, что a — постоянная величина для всех изобарических поверхностей, в (3.1.2) параметр a изменяется (за счет ρ) при переходе с одного уровня на другой. Расчет c_g на практике выполняется с помощью градиентных линеек, построенных на основе данных соотношений. В реальных условиях движение атмосферы неустановившееся и нестрого горизонтальное, а изобары (изогипсы) непрямолинейные и не равноотстоящие друг от друга, поэтому ветер и в свободной атмосфере не является геострофическим, и, следовательно, соотношения (3.1.1) и (3.1.3) дают приближенные значения для проекций ветра вне пограничного слоя. Модель движения атмосферы, в которой проекции скорости ветра принимаются равными u_g и v_g , носит название квазигеострофической модели. Для крупномасштабных процессов атмосферы с характерным размером 1000 км ветер в свободной атмосфере близок к геострофическому (отклонения ветра от геострофического на порядок меньше c_g).

Изменение геострофического ветра с высотой. В пограничном слое ветер изменяется с высотой под влиянием земной поверхности и турбулентного трения. В свободной атмосфере скорость ветра также изменяется с высотой по модулю и направлению, но основную роль в изменении скорости играют не силы трения, а изменение градиента давления G_2 под влиянием горизонтального

градиента температуры Γ . Для выяснения физической стороны явления рассмотрим пример (рис. 3.1.1). Пусть на некоторой высоте 1 км градиент давления $G_2 = 0$ и, следовательно, $c_g = 0$, а температура столба воздуха над точкой A выше, чем над B , следовательно, выше уровня z наблюдается градиент температуры Γ , направленный от A к B . Давление в холодной массе падает с высотой быстрее, чем в теплой, и на всех уровнях выше $z_1 = 1$ км будет наблюдаться градиент давления G_2 , направленный от A к B .

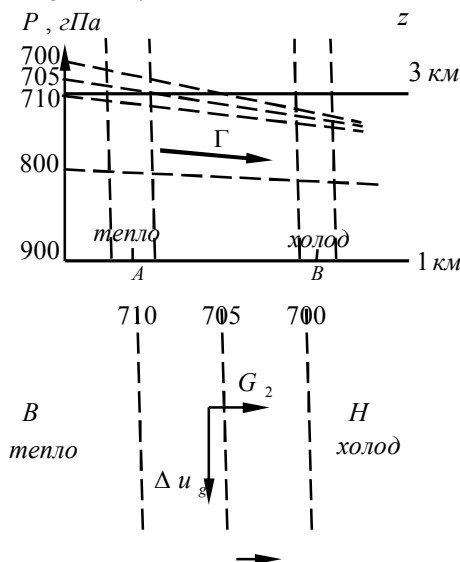


Рис. 3.1.1. Схема изменения геострофического ветра с высотой под влиянием горизонтального градиента температуры

Под влиянием G_2 возникает движение, которое в установившемся случае будет происходить вдоль изобар. В нижней части рис. 3.1.1 приведено распределение давления в горизонтальной плоскости на уровне 3 км. Обусловленное Γ приращение скорости геострофического ветра Δu_g направлено по перпендикуляру к Γ , причем так, что область холода в Северном полушарии остается слева, а область тепла — справа от направления движения (в Южном — наоборот). Для установления количественных соотношений обратимся к выражению (3.1.1). Если заменить в них ρ по уравнению состояния

$$\frac{u_g}{T} = -\frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial \ln p}{\partial y}, \quad \frac{v_g}{T} = -\frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial \ln p}{\partial x}. \quad (3.1.5)$$

Дифференцируя эти уравнения по z , меняя в правой части порядок дифференцирования и привлекая уравнение статики, приходим к соотношениям в интегральном виде

$$u_g(z) = \frac{T}{T_1} u_g^{(1)} - \frac{gT}{2\omega_z} \int \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} dz, \quad (3.1.6)$$

$$v_g(z) = \frac{T}{T_1} v_g^{(1)} - \frac{gT}{2\omega_z} \int \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial x} dz, \quad (3.1.7)$$

где $u_g^{(1)}$, $v_g^{(1)}$ — проекции скорости геострофического ветра на некотором исходном уровне z_1 . Из формул (3.1.6, 3.1.7) следует, что геострофический ветер на произвольной высоте z можно представить в виде суммы векторов скорости геострофического ветра на исходном уровне $c_g^{(1)}$ и скорости ветра, зависящей от горизонтального градиента температуры в слое от z_1 до z . Ветер, зависящий от горизонтального градиента температуры, называют термическим ветром (Δc_T). *Термический ветер* направлен вдоль изотерм средней температуры слоя. Модуль термического ветра пропорционален Γ и толщине слоя. Поскольку средняя температура слоя пропорциональна относительному геопотенциалу, расчет термического ветра можно производить с помощью карт относительной топографии (термический ветер направлен вдоль изогипс последней). В зависимости от абсолютной величины градиентов G_2 и Γ , а также от угла между ними наблюдается большое разнообразие вертикальных профилей геострофического ветра. Практический интерес представляют следующие принципиально различные случаи (рис. 3.1.2, *a* и *б*).

В случае *a*) горизонтальный градиент температуры Γ отклонен вправо от градиента давления G_2 на исходном уровне, а перенос происходит из области тепла в область холода. Следовательно, в каждую точку пространства приходят частицы с более высокой температурой — наблюдается адвекция тепла. Вектор скорости ветра с увеличением высоты поворачивает вправо, приближаясь по направлению к изотермам. В случае *б*) изотермы отклонены влево от изобар и вектор скорости ветра с увеличением высоты поворачивает влево, также приближаясь по направлению к изотермам средней температуры слоя. За положительное направление всех изолиний (изобар, изотерм) принимается такое направление, при движении по которому низкие значения остаются слева, а высокие — справа. При этом общий перенос происходит из области холода в область тепла, имеет место адвекция холода.

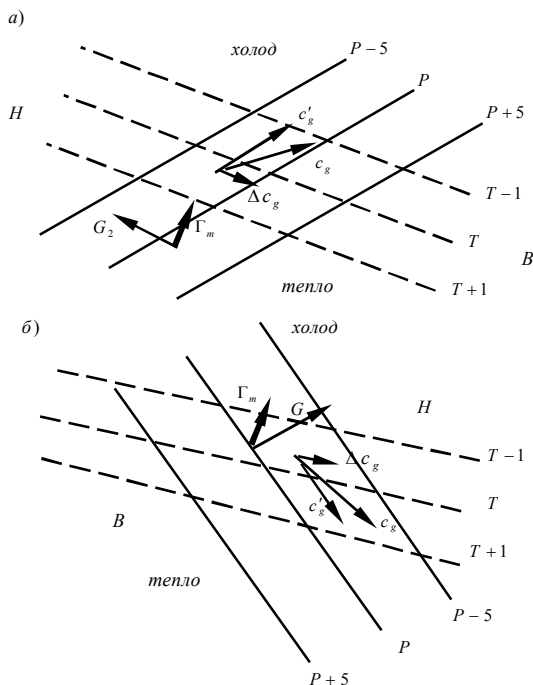


Рис. 3.1.2. Изменение геострофического ветра с высотой: *а* — правый поворот при адвекции тепла, *б* — левый поворот при адвекции холода

Справедливо следующее правило: с правым поворотом ветра в свободной атмосфере связана адвекция тепла, с левым поворотом — адвекция холода. При движении циклонов и антициклонов с запада на восток адвекция тепла и правый поворот ветра с высотой обычно наблюдаются в передней (восточной) части циклонов и в тыловой (западной) части антициклонов, адвекция холода и левый поворот ветра обычно наблюдаются в тыловой (западной) части циклонов и в передней (восточной) части антициклонов. Часто в одних слоях атмосферы наблюдается левый поворот, в других — правый.

Рассмотрим два различных случая: в нижнем слое (от 1 до 5 км) наблюдается правый поворот и адвекция тепла, а в вышележащем слое (от 5 до 9 км) — левый поворот и адвекция холода. Такое распределение адвекции по высоте приводит к изменению кривой стратификации во времени. Под влиянием адвекции тепла в нижнем слое (от 1 до 5 км) происходит потепление, а в верхнем слое под влиянием адвекции холода — похолодание. В целом стратификация

тропосферы становится со временем более неустойчивой (вертикальный градиент температуры увеличивается). Во втором случае в нижнем слое наблюдаются левый поворот ветра и адвекция холода, а в верхнем — правый поворот ветра и адвекция тепла. Кривая стратификации в этом случае разворачивается в сторону большей устойчивости (вертикальный градиент температуры уменьшается).

Формулы (3.1.6, 3.1.7) можно записать в векторной форме

$$c_g = c_g^{(1)} + \Delta c_T. \quad (3.1.8)$$

Полученный анализ позволяет объяснить рассматриваемые особенности среднего распределения ветра с высотой в различных слоях атмосферы. Например, в тропосфере горизонтальный градиент температуры направлен от низких широт к высоким. Благодаря этому в средней и верхней тропосфере господствующим ветром является западный, усиливающийся с высотой (значительно в области струйных течений). Атмосфера, в которой эквискалярные поверхности $p = \text{const}$, $T = \text{const}$ и $\rho = \text{const}$ совпадают (или параллельны), называется баротропной. В баротропной атмосфере каждая метеорологическая величина является функцией лишь одного параметра состояния, например $p = p(p)$, $T = T(p)$, поскольку только в этом случае поверхности $T = \text{const}$ одновременно являются и поверхностями $p = \text{const}$. Атмосфера, в которой эквискалярные поверхности $p = \text{const}$ и $T = \text{const}$ пересекаются друг с другом, образуя изобароизотермические трубки — соленоиды, называется бароклинной. В бароклинной атмосфере, какой является реальная атмосфера, плотность воздуха — функция не только давления, но и температуры. Геоострофический ветер постоянен с высотой в баротропной атмосфере и изменяется в бароклинной. Геоострофическая адвекция температуры и плотности обращается в ноль только в том случае, когда атмосфера баротропная.

Градиентный ветер в циклонах и антициклонах.

Установившееся горизонтальное движение воздуха при отсутствии сил трения называется градиентным ветром. Рассмотрим случай движения воздуха в циклоне с круговыми изобарами (рис. 3.1.3). В каждой точке циклона барический градиент направлен по радиусу к центру, поскольку для циклона положительное направление нормали к изобаре противоположно направлению радиуса. Под влиянием барического градиента воздушная частица получает ускорение и приобретает скорость вдоль радиуса к центру. Однако как только возникает движение, появляется отклоняющая сила вращения Земли, направленная под прямым углом вправо в Северном полушарии (влево — в Южном полушарии). Увеличение и разворот скорости будут происходить до тех пор, пока отклоняющая сила не станет

противоположной по направлению к барическому градиенту. Произойдет это тогда, когда скорость движения частицы направлена по касательной к изобаре. Поэтому при установившемся движении в циклоне частицы воздуха перемещаются вдоль изобар против часовой стрелки в Северном полушарии (по часовой — в Южном). Это установившееся горизонтальное движение вдоль изобар и носит название градиентного ветра.

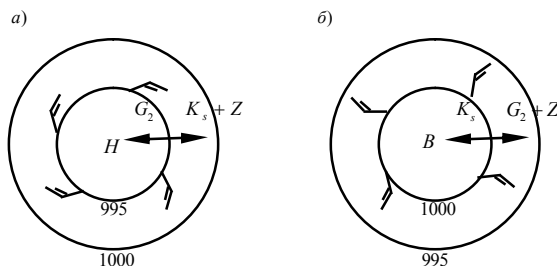


Рис. 3.1.3. Градиентный ветер в циклоне (а) и антициклоне (б) Северного полушария

При градиентном ветре существует равновесие между тремя силами: барический градиент G_2 уравнивает силу Кориолиса (K_s) и центробежную силу (Z): $G_2 = K_s + Z$, отметим, что в центре циклона градиентный ветер всегда обращается в нуль ($c_{ц} = 0$). С удалением от центра при сохранении густоты изобар скорость градиентного ветра возрастает. Скорость градиентного ветра в циклоне всегда меньше скорости геострофического ветра ($c_u < c_g$). Исследуем градиентный ветер в антициклоне с круговыми изобарами (рис. 3.1.3).

В каждой точке этого антициклона барический градиент направлен вдоль радиуса от центра к периферии. Применяя анализ, подобный проведенному, приходим к заключению, что движение установится тогда, когда скорость ветра будет направлена в каждой точке антициклона по касательной к изобаре (по часовой стрелке в Северном полушарии, против часовой стрелки в Южном). Из рис. 3.1.3 следует, что отклоняющая сила K_s в антициклоне уравнивает барический градиент G_2 и центробежную силу Z : $K_s = G_2 + Z$. В центре стационарного антициклона скорость ветра обращается в нуль. С удалением от центра скорость градиентного ветра возрастает, если G_2 не изменяется. В отличие от циклона, где барический градиент, а вместе с ним и скорость градиентного ветра могут принимать любые, в том числе и очень большие значения, барический градиент и скорость

градиентного ветра в антициклоне ограничены. При одной и той же густоте изобар скорость градиентного ветра в антициклоне всегда больше скорости геострофического ветра. В реальных условиях скорость ветра в циклонах, как правило, больше, чем в антициклонах.

3.2. Распределение ветра по высоте. Ветер в приземной и свободной атмосфере

Ветер в пограничном слое атмосферы. Ветер ослабевает у земной поверхности под влиянием сил трения и прилипания, скорость ветра обращается в ноль на земной поверхности и в тонком слое Z_0 , который называется слоем шероховатости. В пограничном слое скорость ветра отклоняется от изобар в сторону низкого давления. Рассмотрим объем воздуха вблизи земной поверхности (рис. 3.2.1), на него кроме барического градиента и отклоняющей силы действуют силы трения со стороны выше- и нижележащих слоев воздуха.

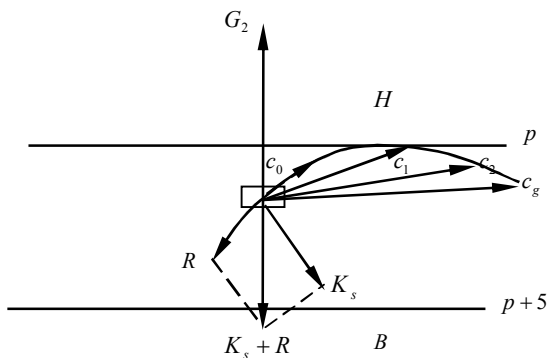


Рис. 3.2.1. Схема распределения скорости ветра в пограничном слое атмосферы Северного полушария

Направление результирующей силы трения R вблизи земной поверхности практически противоположно направлению ветра. Барический градиент G_2 не зависит от скорости ветра и направлен по нормали к изобарам. Отклоняющая сила K_s всегда направлена под прямым углом к скорости ветра. При установившемся движении между силами $G_2 > K_s$ и R должно существовать равновесие, векторная сумма сил K_s и R равна по модулю G_2 , но противоположна направлена. Угол между изобарой и скоростью ветра называется углом отклонения. Он зависит от результирующей силы трения: чем больше

R , тем больше угол отклонения. По этой причине угол отклонения над сушей больше, чем над морем, над сушей в среднем $30\text{--}40^\circ$, над морем $20\text{--}30^\circ$.

С увеличением высоты результирующая сила трения ослабевает. Благодаря этому скорость ветра с высотой возрастает по модулю и под влиянием отклоняющей силы поворачивает вправо, приближаясь к градиентному ветру. Точный расчет показывает, что вблизи земной поверхности (до высоты $50\text{--}100$ м) быстро возрастает модуль скорости ветра (примерно как логарифм высоты) и сравнительно мало изменяется угол отклонения (на $2\text{--}5^\circ$). На более высоких уровнях модуль скорости ветра изменяется медленнее, а угол отклонения — быстрее. Если скорость ветра на разных высотах спроектировать на одну и ту же плоскость, то получим, чем выше, тем больше скорость ветра по модулю и ближе к градиентному ветру по направлению. Это означает, что в пограничном слое наблюдаются правый поворот и возрастание модуля скорости ветра с увеличением высоты (Северное полушарие). Вблизи земной поверхности ветер направлен так, что если встать лицом по направлению ветра, то низкое давление остается слева и несколько впереди, высокое давление — справа. Это правило позволяет по наблюдениям за ветром составить представление о распределении давления в горизонтальной плоскости при отсутствии карт погоды. С количественной стороны вопрос о вертикальном распределении скорости ветра в пограничном слое впервые рассматривался для океана Экманом (начало XX в.), он построил решение уравнений установившегося по горизонтали движения атмосферы в предположении, что коэффициент турбулентности не зависит от высоты. Зависимость скорости ветра от высоты описывается в этом случае кривой, называемой спиралью Экмана. Анализ решения показал, что угол отклонения ветра от изобары вблизи Земли при всех условиях равен 45° , в этом недостаток модели. Не согласуется с наблюдениями и медленное возрастание модуля скорости ветра в нижнем слое 100 м. Росби и Монтгомери (начало XX в.) провели следующие исследования строения пограничных слоев атмосферы и океана. Внутри пограничного слоя они выделили приземный слой толщиной $50\text{--}100$ м. В приземном слое коэффициент турбулентности — это всегда возрастающая функция высоты, Росби и Монтгомери построили решение уравнений движения при двух зависимостях k от z ($k = \text{const}$ и функция высоты). В настоящее время выполнено большое количество исследований, в которых рассматривается вопрос о распределении скорости ветра с высотой в пограничном слое.

Распределение скорости ветра по высоте в пограничном слое атмосферы. При увеличении c_g усиливается турбулентный обмен в пограничном слое и, следовательно, уменьшается угол отклонения ветра от геострофического как вблизи поверхности Земли, так и во всей нижней части пограничного слоя (до высоты 300–400 м). Угол отклонения вблизи Земли уменьшается от 32° при $c_g = 8$ м/с до 21° при $c_g = 18$ м/с. Скорость ветра над поверхностью с малым z_0 (вода) очень быстро увеличивается с высотой в самой нижней части, а затем очень мало меняется при увеличении высоты. Над поверхностью с большим значением z_0 (суша) скорость ветра медленнее, чем над водой, возрастает с высотой в нижней части пограничного слоя и более быстро в верхней. Угол отклонения ветра от геострофического вблизи земной поверхности на суше больше, чем над водой. При увеличении z этот угол уменьшается над сушей быстрее, чем над водой, и, следовательно, на уровнях выше 500 м значения $\alpha(z)$ над разными поверхностями мало различаются. Над морем α_0 составляет $5\text{--}10^\circ$ при неустойчивом состоянии, $10\text{--}15^\circ$ при слабоустойчивом и $15\text{--}25^\circ$ при устойчивом. Сильная зависимость вертикального профиля $c(z)$ от термодинамического состояния приземного слоя подтверждена измерениями.

Суточный ход скорости ветра в пограничном слое атмосферы. Основной причиной хорошо выраженного в пограничном слое суточного хода скорости ветра является изменяющаяся в течение суток интенсивность турбулентного обмена. В отличие от температуры воздуха, суточные колебания которой обусловлены в первую очередь колебаниями температуры земной поверхности, на суточном ходе скорости ветра этот фактор не сказывается — скорость ветра при $z = 0$ вследствие прилипания в течение суток постоянна (равна нулю). Однако под влиянием турбулентного обмена происходит перераспределение импульса между различными слоями и, следовательно, наблюдается суточный ход скорости ветра. Днем с увеличением термической неустойчивости усиливаются вертикальный турбулентный обмен и взаимодействие нижних и верхних слоев атмосферы: в нижние слои увеличивается приток быстро движущихся (по горизонтали) частиц с верхних уровней, в верхние — приток частиц с нижних уровней, скорость горизонтального движения которых меньше. По этой причине скорость ветра (по модулю) днем в нижнем слое больше, а в верхнем слое меньше, чем ночью. Амплитуда суточного хода скорости ветра в умеренных широтах составляет 1–3 м/с. Наиболее отчетливо суточный ход скорости ветра выражен при установившейся малооблачной погоде. Угол отклонения в нижнем

слое меньше днем, чем ночью, в верхнем — наоборот. Уровень, называемый высотой обращения суточного хода скорости ветра, зависит в основном от среднего суточного значения коэффициента турбулентности k : при больших k высота обращения составляет сотни метров (100–200 м), при малых — десятки.

Например, по данным измерений на метеорологической мачте в г. Обнинске при малооблачной (антициклонической) обстановке получены следующие значения скорости ветра на различных высотах днем (15 ч) и ночью (3 ч). Скорость ветра на нижних уровнях (9, 25, 49 м) днем (15 ч) больше, чем ночью (3 ч), на верхних (121, 217, 300 м), наоборот, она больше ночью, чем днем. Высота обращения расположена между 49 и 73 м. Вертикальный градиент скорости ветра больше ночью, чем днем: в слое 9—300 м скорость ветра ночью (от 21 до 6 ч) увеличивается в 4—9 раз, а днем (от 9 до 18 ч) — только в 1,5—2 раза. Поворот ветра также максимален ночью и минимален днем. Обратим внимание на то, что толщина нижнего слоя (с максимумом скорости ветра днем) значительно меньше толщины верхнего слоя (с максимумом ночью), хотя из соображений сохранения кинетической энергии толщина этих слоев должна быть, на первый взгляд, примерно одинакова. В действительности же большую роль играют затраты кинетической энергии на преодоление поверхностного напряжения трения и диссипации энергии в тепло. Поскольку днем под влиянием усиливающегося турбулентного обмена эти величины возрастают, кинетическая энергия в слое, охваченном суточным ходом, днем меньше, чем ночью. Это обстоятельство является основной причиной дневного минимума скорости ветра в верхнем слое. В нижнем слое переход кинетической энергии в тепло с избытком компенсируется увеличивающимся потоком энергии из верхнего слоя, вследствие чего скорость ветра днем не только не убывает, но и возрастает.

Вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. Под влиянием вертикальных движений происходит изменение во времени и в пространстве полей многих метеорологических величин (температуры, давления). Особенно велика их роль в формировании и эволюции облаков и осадков, оказывающих большое влияние на тепловой режим атмосферы и земной поверхности. Проблема вертикальных движений представляет практический интерес, поскольку они влияют на перенос атмосферных примесей, а также на режим полета летательных аппаратов. Отметим, что в термин «вертикальные токи» или «вертикальные скорости», часто вкладывают различное содержание. Объясняется это тем, что в атмосфере наблюдаются вертикальные скорости самых различных значений и

масштабов. Под масштабом имеют в виду размеры тех областей (объемов воздуха), в пределах которых скорость вертикальных движений сохраняет определенный знак (положительный или отрицательный). Размеры (масштабы) объемов воздуха с одним знаком скорости вертикальных движений могут быть самыми различными. Однако при изучении каждого конкретного явления можно указать такой размер (называемый характерным), который определяет собой наиболее существенные черты рассматриваемого явления. Анализ уравнения неразрывности показывает, что чем больше горизонтальные размеры области (характерный размер явления по горизонтали), в пределах которой скорость вертикальных движений сохраняет определенный знак, тем меньше абсолютное значение самой скорости. В зависимости от характерных горизонтальных размеров явлений все вертикальные движения, наблюдаемые в атмосфере, условно можно разделить на три основных класса.

Первый класс. Неупорядоченные (пульсационные) вертикальные движения. Характерные горизонтальные размеры объемов воздуха (струй) изменяются от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров. Характерная вертикальная скорость таких струй составляет, как правило, несколько метров в секунду (внутри мощных кучевых и кучево-дождевых облаков — до нескольких десятков метров в секунду). Влияние этих вертикальных движений на перенос и распределение различных физических свойств (тепла, влагосодержания, импульса, атмосферных примесей) описывается с помощью полумпирической теории турбулентности (путем введения коэффициентов турбулентности). Самые значительные по модулю и меняющие знак на сравнительно небольших расстояниях неупорядоченные вертикальные скорости оказывают наиболее существенное влияние на полет самолетов и других летательных аппаратов. Возникающие под влиянием пульсационных вертикальных скоростей перегрузки самолетов нередко достигают больших значений.

Второй класс. Мезомасштабные вертикальные движения. Горизонтальные размеры объемов воздуха, охваченных вертикальными движениями одного знака, колеблются от нескольких километров до нескольких десятков километров (не более 20–30 км). Характерные значения вертикальной скорости изменяются от нескольких сантиметров в секунду до десятков сантиметров в секунду. К этому классу относятся движения, возникающие под влиянием неоднородностей подстилающей поверхности, — бризовая, горно-долинная циркуляция. Вертикальные токи, под влиянием которых образуются и развиваются кучевые и кучево-дождевые облака, также

относятся к этому классу, если под ними понимать вертикальные токи, осредненные по всему горизонтальному сечению облака. Наряду с ними внутри облака наблюдаются пульсационные вертикальные токи, накладывающиеся на конвективные. При пересечении облака по горизонтали скорость пульсационных движений несколько раз изменяет знак.

Третий класс. Макромасштабные вертикальные движения. Такие движения одного знака охватывают области, горизонтальные размеры которых составляют сотни и тысячи километров (соизмеримы с барическими образованиями — циклонами и антициклонами). Модуль скорости упорядоченных вертикальных токов колеблется от долей сантиметров в секунду до нескольких сантиметров в секунду (не более 1–2 см/с). Под влиянием движений третьего класса образуются системы слоистообразных облаков, а внутри облаков наблюдаются вертикальные движения первого и второго классов.

В пограничном слое вектор скорости ветра всегда отклоняется от изобары в сторону низкого давления. Это означает, что вблизи земной поверхности и во всем пограничном слое в циклоне вектор скорости ветра отклоняется от изобар по направлению к центру, а в антициклоне — от центра. В пограничном слое траектории воздушных частиц в циклоне представляют собой спиралеобразные кривые, сходящиеся к центру, а в антициклоне — расходящиеся от центра. Сходимость воздушных течений и приток массы воздуха к центральной части циклона в горизонтальной плоскости приводят к возникновению восходящих вертикальных движений. Над антициклоном под влиянием расходимости воздушных течений и оттока массы по горизонтали возникают нисходящие вертикальные токи. Восходящее движение приводит к охлаждению воздуха и образованию облачности, а нисходящее — к разрушению. Опыт убеждает в том, что в целом в области циклона преобладает облачная погода, а в антициклоне, особенно летом, — безоблачная. Зимой и в антициклонах часто наблюдаются слоистые и слоисто-кучевые облака, принесенные из соседних ложбин. Под влиянием трения восходящие движения возникают в области ложбин, а нисходящие — в области гребней.

Изменение скорости ветра с высотой. Вертикальные профили ветра, температуры и влажности воздуха зависят от характера турбулентного обмена. Профиль ветра характеризует эффективность переноса по вертикали количества движения или любой субстанции — водяного пара, пыли, загрязняющих атмосферу газов. Субстанцией условно можно считать и удельное теплосодержание, энтальпию

турбулентных молей. Ранее было показано, что при близкой к равновесной стратификации атмосферы в приземном слое вертикальные профили температуры и скорости ветра приближаются к логарифмическим. В этом случае вертикальные профили метеорологических величин могут быть представлены в виде линейных функций в полулогарифмических координатах, где по оси ординат отложен логарифм высоты, а по оси абсцисс — в линейном масштабе натуральные значения соответствующих метеорологических величин. В тех случаях, когда в приземном слое наблюдается инверсия и он стратифицирован устойчиво или сверхadiaбатические градиенты и стратификация неустойчивая, вертикальные профили скорости ветра и влагосодержания существенно отличаются от логарифмических. Важным фактором изменения модуля и направления скорости ветра по мере удаления от земной поверхности наряду с изменениями турбулентной вязкости является горизонтальная термическая неоднородность в слоях, расположенных на разных уровнях над землей, т.е. бароклинность атмосферы. Вследствие этого формируется термическая составляющая скорости ветра или, как говорят, термический ветер. Термический ветер — это компонента прироста вектора скорости ветра, возникающая при переходе с данного уровня в атмосфере на любой вышележащий. Она зависит от среднего горизонтального градиента температуры воздуха в слое между этими уровнями.

Профиль скорости ветра в приземном слое атмосферы при неравновесных условиях. Безразличная стратификация в приземном слое наблюдается сравнительно редко. По времени суток она в основном совпадает с моментами перехода через нуль теплового баланса земной поверхности. На суше такая стратификация часто наблюдается при переходе через нуль радиационного баланса. Вообще для приземного слоя атмосферы наиболее характерной является стратификация неравновесная. При неравновесной стратификации профили скорости ветра существенно отличаются от логарифмических. При одних и тех же значениях горизонтального барического градиента и шероховатости земной поверхности скорость ветра с высотой при устойчивой стратификации растет быстрее, а при неустойчивой — медленнее. Рассмотрим физическую интерпретацию при безразличной стратификации в приземном слое атмосферы. Профиль скорости ветра формируется только в результате динамического взаимодействия подстилающей поверхности и приземного слоя атмосферы. В этом случае в соответствии с идеями Тейлора, Прандтля и Кармана профиль скорости ветра определяется

турбулентной диффузией количества движения. Положительные и отрицательные вертикальные скорости равновероятны, а путь смещения зависит лишь от расстояния до твердой стенки, каковой и является земная поверхность. В случае неустойчивой стратификации восходящие вертикальные токи, а следовательно, и перенос вверх меньшего количества движения возрастают вследствие того, что силы плавучести положительны, т.е. направлены вверх. Поэтому в отличие от равновесных условий скорость ветра с высотой возрастает медленнее. При устойчивой стратификации картина противоположная и скорость ветра с высотой возрастает быстрее, чем при безразличной и тем более неустойчивой стратификации. Понятно, что этому способствуют отрицательные силы плавучести, препятствующие перемещению вверх турбулентных молей, которые обладают меньшим количеством движения. Поиск количественных характеристик турбулентной диффузии в приземном слое атмосферы, а также аналитическое представление скорости ветра как функции высоты при неравновесной стратификации приземного слоя являются сложной проблемой. Над ее решением работали известные метеорологи А.М. Обухов, А.С. Монин, М.И. Будыко, Д.Л. Лайхтман, С.С. Зилитинкевич и др.

Важность работ в данном направлении, с одной стороны, обусловлена необходимостью точного описания структуры приземного слоя атмосферы, потоков в нем тепла, влаги, количества движения, переноса различных веществ, например ингредиентов загрязнения атмосферы, а с другой — ее сложностью. Многие исследователи получали решения для конкретных условий или вертикальных градиентов температуры воздуха в приземном слое атмосферы, не превышающих определенные значения. Представление коэффициента турбулентности и вертикального профиля метеорологических величин в виде степенной функции высоты предложено Д.Л. Лайхтманом, актуально для суши. Процессы турбулентного режима в приземном слое атмосферы представлены в теории, развитой А.М. Обуховым и А.С. Мониним. Исходным принципиальным положением этой теории является то, что стационарный турбулентный режим выше вязкого подслоя (z_0) в приземном слое атмосферы определяется скоростью трения и параметром плавучести. Масштабы длины L и температуры T могут в зависимости от направления потока тепла P_0 , т.е. стратификации атмосферы, быть положительными или отрицательными. Так, при неустойчивой стратификации, когда вертикальные градиенты температуры больше сухадиабатических, L имеет отрицательные

знаки, при $P < 0$ они положительны. При приближении стратификации к безразличной температура стремится к нулю. В некотором тонком динамическом подслое профили скорости ветра и температуры описываются логарифмическими формулами, как и при безразличной стратификации, но при $z > L$ они отклоняются от логарифмических. В стационарном приземном слое над однородной подстилающей поверхностью направление ветра остается постоянным на всех высотах, постоянны также потоки тепла и влаги. Ветер направлен в нем под углом к приземным изобарам в сторону низкого давления таким образом, что в Северном полушарии высокое давление остается правее, а в Южном — левее направления ветра. Угол между ветром в приземном слое и изобарой зависит от шероховатости подстилающей поверхности, стратификации приземного слоя и географической широты.

Изменение скорости и направления ветра с высотой в планетарном пограничном слое атмосферы. Выше приземного, в пределах пограничного слоя атмосферы, модуль скорости ветра и его направление определяются совместным действием сил тяжести, барического градиента, турбулентного трения и отклоняющей силы вращения Земли. В первом приближении примем, что изобары прямолинейны, а коэффициент турбулентности и горизонтальный градиент давления не меняются с высотой. Это значит, что при сделанных ранее допущениях скорость ветра у земной поверхности отклоняется от изобары на 45° в сторону низкого давления влево в Северном полушарии. С ростом высоты этот угол уменьшается — вектор скорости ветра приближается к изобаре, поворачивая в Северном полушарии вправо. Толщина планетарного пограничного слоя возрастает пропорционально квадратному корню из значений коэффициента турбулентности и обратно пропорционально квадратному корню из параметра Кориолиса. Следовательно, при тех же значениях коэффициента турбулентности пограничный слой в низких широтах будет распространяться до больших высот, чем в умеренных и высоких широтах, вследствие меньших значений там параметра Кориолиса. На одной и той же широте планетарный пограничный слой будет иметь большую толщину при больших скоростях ветра и неустойчивой стратификации атмосферы. Данная теоретическая схема хорошо объясняет физический смысл изменения скорости и направления ветра в планетарном пограничном слое. Количественные характеристики фактических наблюдений расходятся с теоретическими из-за того, что в теории коэффициент турбулентности является постоянным от земной поверхности до

верхней границы пограничного слоя. Реально в приземном слое коэффициент турбулентности растет линейно с высотой, а скорость ветра меняется по логарифмическому или степенному закону. Это учитывается в других теоретических моделях, где профиль коэффициента турбулентности имеет излом на верхней границе приземного слоя. Коэффициент турбулентности задается как линейная функция высоты, а выше, в планетарном пограничном слое, как величина постоянная. Как показало зондирование атмосферы, уточненные модели дают близкие к реальным результаты вертикального распределения модуля скорости ветра. Угол направления скорости ветра в приземном слое и соответственно на нижней границе планетарного пограничного слоя удовлетворительно совпадает с расчетным. Но выше приземного, в планетарном пограничном слое (экмановском), годограф скоростей, соответствующий спирали Экмана, по измерениям получить не удается. Это объясняется сложностью физических процессов, протекающих в планетарном пограничном слое, по сравнению с процессами в поверхностном слое океана. Теория, усовершенствованная другими исследователями, имеет определенное прикладное значение, но должна применяться с учетом конкретных условий. Отличие фактического годографа от спирали Экмана объясняется изменениями с высотой коэффициента турбулентной вязкости.

Изменение скорости и направления ветра с высотой в свободной атмосфере. Выше планетарного пограничного слоя атмосферы можно, исходя из соотношения порядков действующих сил, пренебречь силами турбулентного трения. В том случае, когда горизонтальный барический градиент не меняется с изменением высоты, скорость геострофического ветра с ростом высоты на одной и той же географической широте возрастает только вследствие уменьшения плотности воздуха. Только в том случае, когда отсутствуют горизонтальные градиенты температуры, т.е. когда направления изобар и изотерм, а также термического и барического градиентов совпадают, изобарические и изотермические поверхности в атмосфере не пересекаются (атмосфера баротропна). Если в атмосфере имеются локальные или общие изменения горизонтальных градиентов, изобарические и изотермические поверхности в ней пересекаются и атмосфера является бароклинной. В бароклинной атмосфере изопикнические поверхности (равной плотности воздуха) не совпадают с изобарическими, вследствие этого при переходе с одного уровня на другой возникает компонента скорости ветра, направленная перпендикулярно градиенту температуры. Ее модуль прямо

пропорционален разности высот верхнего и нижнего слоя атмосферы, в котором она возникает, и эта векторная компонента скорости ветра называется термическим ветром.

3.3. Общая циркуляция атмосферы. Глобальное распределение воздушных потоков

Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений над земным шаром, таких течений, которые по своим размерам соизмеримы с большими частями материков и океанов. От общей циркуляции атмосферы отличают местные циркуляции, такие как бризы на побережьях морей, горно-долинные ветры, ледниковые ветры и др. Эти местные циркуляции временами и в определенных районах налагаются на течения общей циркуляции. На ежедневных синоптических картах погоды видно, как в каждый данный момент распределяются течения общей циркуляции над большими площадями Земли или над всем земным шаром и как непрерывно меняется это распределение. Разнообразие проявлений общей циркуляции атмосферы особенно зависит от того, что в атмосфере постоянно возникают огромные волны и вихри, по-разному развивающиеся и перемещающиеся. Это образование атмосферных возмущений — циклонов и антициклонов — является самой характерной чертой общей циркуляции атмосферы. Однако в общей циркуляции атмосферы, при всем разнообразии ее непрерывных изменений, можно подметить и некоторые устойчивые особенности, повторяющиеся из года в год. Такие особенности лучше всего выявляются с помощью статистического осреднения, при котором ежедневные возмущения циркуляции более или менее сглаживаются. Важную информацию об общей циркуляции атмосферы можно получить из карт многолетнего среднего распределения давления и других многолетних средних карт. Течения общей циркуляции в большей части атмосферы являются квазигеострофическими. Это значит, что они достаточно приближаются к геострофическому ветру, т.е. слабо криволинейны, мало подвержены трению и связаны с распределением давления таким образом, что направлены по изобарам. Только в слое трения течения существенно отличаются от геострофического ветра и значительно отклоняются от изобар. Условие квазигеострофичности не выполняется также на экваторе и вблизи него как у земной поверхности, так и в свободной атмосфере. Отклоняющая сила вращения Земли здесь равна нулю или ничтожно мала и не может уравновешивать силу барического градиента.

Зональная и меридиональная циркуляции. Наиболее устойчивая особенность распределения как ветра, так и связанного с ним атмосферного давления над земным шаром — зональность. На отдельных синоптических картах она в значительной мере замаскирована циклонической деятельностью и даже на многолетних средних картах несколько замаскирована различием влияний суши и моря на циклоническую деятельность. Причина этой зональности — зональность в распределении температуры, а также и некоторые особенности самого механизма общей циркуляции атмосферы. Зональность циркуляции проявляется в преобладании меридиональных барических градиентов над широтными, а стало быть, и в преобладании широтных составляющих ветра (восточной или западной) над меридиональными составляющими. При этом составляющая того или другого направления (западная или восточная) преобладает одновременно или постоянно в значительной по широте зоне земного шара. Степень преобладания зональных составляющих над меридиональными может быть различной.

Над тропическими океанами преобладание восточных составляющих в переносе воздуха в нижней части тропосферы выражено очень резко и легко различимо даже на отдельных синоптических картах, в конкретные дни. Меридиональные составляющие в тропиках в 10 раз меньше зональных. Хорошо выражено и преобладание западных ветров в умеренной зоне Южного полушария, но во многих районах умеренных широт Северного полушария ветер часто и резко меняется по направлению и преобладание западного переноса можно подметить только из статистического анализа большого материала наблюдений. Есть, наконец, и такие районы, например восток Азии, где преобладающие направления ветра в нижней тропосфере ближе к меридиональным, чем к зональным. Меридиональные составляющие переноса воздуха в общей циркуляции атмосферы имеют очень большое значение. Именно они обуславливают обмен воздуха между различными широтами Земли. В каждом циклоне создается перенос воздуха к высоким широтам в передней части и к низким широтам в тыловой части; в антициклонах — наоборот. Отсюда следует, что в каждый данный момент на одном и том же уровне над некоторыми меридианами господствуют меридиональные составляющие, направленные к северу, а над другими — направленные к югу. Так будет и на многолетних средних картах, где, конечно, меридиональные составляющие меньше по величине, чем в индивидуальных положениях: при осреднении составляющие, направленные по

данному меридиану в разное время к северу и югу, будут в некоторой степени, взаимно погашаться. Следует указать, что при условии квазигеострофичности меридиональные составляющие вообще не могут иметь одно и то же направление вдоль всего широтного круга. Для этого нужна была бы зональная составляющая барического градиента, направленная в одну сторону на всем широтном круге. Но это невозможно, так как предполагало бы наличие разрыва в давлении в какой-то точке широтного круга.

Зоны давления и ветра в верхней тропосфере и в стратосфере. Зональность в распределении давления и ветра проще не у земной поверхности, а в верхней тропосфере и в стратосфере. Высокое давление здесь близко совпадает с высокой температурой, а низкое — с низкой. Температура в тропосфере в среднем падает от низких широт к высоким и меридиональный барический градиент направлен, начиная с высоты 4–5 км, также из низких широт в высокие. Например, изобарическая поверхность 300 гПа проходит зимой над экватором на высоте около 9700 м, над Северным полюсом на высоте около 8400 м, а над Южным полюсом даже на высоте около 8100 м. Геоострофический ветер при таком градиенте направлен с запада на восток, так происходит в обоих полушариях: в Северном градиент направлен к северу, а ветер, отклоняясь от него на прямой угол вправо, — с запада на восток; в Южном полушарии градиент направлен к югу, а ветер, отклоняясь от него влево, — с запада на восток. Это относится не только к геоострофическому ветру, но и к действительному ветру, так как он является квазигеострофическим.

Таким образом, в верхней тропосфере и в нижней стратосфере (рис. 3.3.1) наблюдается западный перенос воздуха вокруг полюса, где давление наиболее низкое — приблизительно планетарный циклонический вихрь над каждым полушарием — против часовой стрелки над Северным и по часовой стрелке над Южным. Исключением являются низкие широты, так как максимально высокое давление в верхней тропосфере обнаруживается не над экватором. Субтропические зоны высокого давления смещаются с высотой в направлении к экватору, но их оси в верхней тропосфере располагаются на некотором расстоянии от экватора. Отсюда следует, что в сравнительно узкой зоне у экватора, расположенной главным образом в летнем полушарии, барический градиент в верхней тропосфере направлен к экватору, т.е. в верхней тропосфере и в нижней стратосфере преобладает восточный перенос.

В стратосфере среднее распределение температуры по меридиану летом противоположно тропосферному. Полярная стра-

тосфера летом очень теплая в сравнении с тропической. Начиная с уровня 12–14 км самые низкие температуры находятся над экватором, а самые высокие — над полюсом. Поэтому меридиональный градиент давления в стратосфере летом также меняется с высотой на противоположный, направленный от полюса к экватору, но это изменение происходит не от тропопаузы. Сначала меридиональный градиент давления ослабевает под влиянием изменившегося градиента температуры и только на высотах 18–20 км меняется на обратный. Возникает околополярный антициклон и, следовательно, восточный перенос воздуха на уровнях выше 20 км над летним полушарием. Данное явление получило название стратосферного обращения ветра.

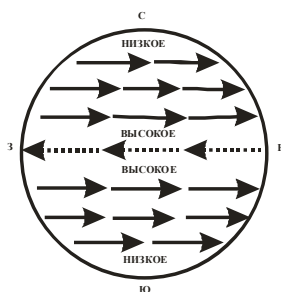


Рис. 3.3.1. Зональное распределение давления и переносов воздуха в верхней тропосфере и в нижней стратосфере

Зимой распределение температуры в стратосфере сложнее, чем летом. Зимняя стратосфера в полярных широтах почти так же холодна, как над тропиками. Правда, от экватора к средним широтам температура растет, а от средних широт к полярным снова падает. В результате направление барического градиента верхней тропосферы, как и западное направление зонального переноса, сохраняется зимой во всей толще стратосферы. Западный перенос преобладает в верхней части тропосферы, на широтах 30–35° в каждом полушарии. Скорость ветра на высотах около 12 км даже по многолетним значениям достигает более 35 м/с, что отражается на многолетней средней карте струйных течений, которые на данных широтах обладают наибольшей повторяемостью. В западном переносе наблюдаются огромные волны, длиною в несколько тысяч километров, хорошо различимые в верхней тропосфере на картах, осредненных за несколько суток. Воздух в этих длинных волнах получает, в дополнение к западному переносу, меридиональные составляющие скорости, направленные то к высоким, то низким широтам. Длинные волны перемещаются с запада на восток,

но медленнее, чем сам западный перенос, кроме этого, на общий западный перенос влияют циклоны и антициклоны, перемещаясь в западном направлении.

Зональное распределение давления и ветра у земной поверхности и в нижней тропосфере. У земной поверхности и в нижней тропосфере зональное распределение давления и ветра имеет более сложный характер, чем в вышележащих слоях. На рис. 3.3.2 приведен график многолетних средних величин давления для широтных кругов на уровне моря в январе и в июле. Зона с пониженным давлением существует по обе стороны экватора, в ней в январе между 15° с. ш. и 25° ю. ш., а в июле между 35° с. ш. и 5° ю. ш. давление ниже 1013 гПа. При этом самое низкое давление наблюдается в январе на $5-10^\circ$ ю. ш., а в июле — на 15° с. ш. Зона экваториальной депрессии распространяется больше на то полушарие, в котором в данном месяце лето. В направлении к высоким широтам от этой зоны давление в каждом полушарии растет, и максимальные значения давления отмечаются в январе в зоне $30-32^\circ$ северной и южной широты, а в июле — в зонах $33-37^\circ$ с. ш. и $26-30^\circ$ ю. ш.

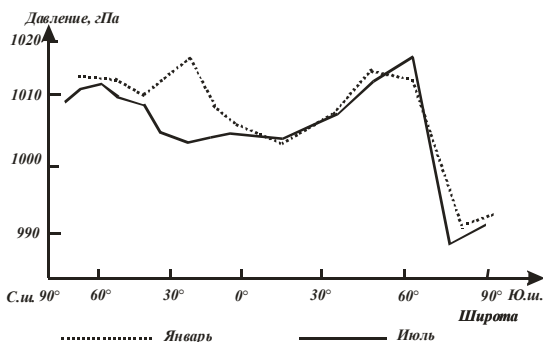


Рис. 3.3.2. Зональное распределение атмосферного давления в январе и в июле

Две субтропические зоны повышенного давления от января к июлю несколько смещаются к северу, а от июля к январю — к югу. От субтропиков к еще более высоким широтам давление падает, особенно сильно — в Южном полушарии. На $75-65^\circ$ с. ш. и $60-65^\circ$ ю. ш. наблюдается минимальное давление в двух субполярных зонах низкого давления, а еще дальше в направлении к полюсам давление снова растет. Рассмотрим зональное распределение давления на уровне моря (табл. 3.3.1).

Таблица 3.3.1

Зональное распределение давления на уровне моря									
Широта, градус	80° с.ш.	60	30	10	0	10	30	60	80° ю.ш.
Давление, гПа	1014	1012	1012	1019	1010	1012	1018	989	991

Зональность в распределении давления на уровне моря (и в нижней тропосфере) сложнее, чем в распределении температуры. Температура у земной поверхности непрерывно падает от низких широт к высоким. Давление от экваториальной зоны сначала растет к субтропикам, затем падает к субполярным широтам и снова растет к полюсам. При этом меридиональный барический градиент направлен от субтропиков к экватору и к субполярным широтам, от полюса к субполярным широтам, а направление барического градиента несколько раз меняется вдоль меридиана (рис. 3.3.3). С этим согласуется и зональное распределение ветра. Причины образования зон высокого давления в субтропиках и зон низкого давления в субполярных широтах заключаются в особенностях циклонической деятельности. Антициклоны, возникающие в общем западном переносе умеренных широт, при своем движении с запада на восток в то же время смещаются к более низким широтам и там усиливаются. Они и образуют в каждом полушарии субтропическую зону высокого давления с осью около 35-й параллели. Циклоны, возникающие в тех же средних широтах, при своем движении к востоку отклоняются к более высоким широтам, образуя субполярную зону низкого давления около 60–65-й параллели.

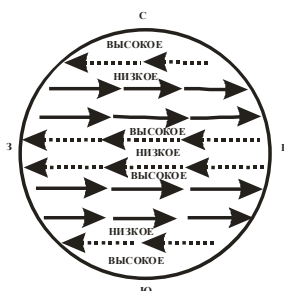


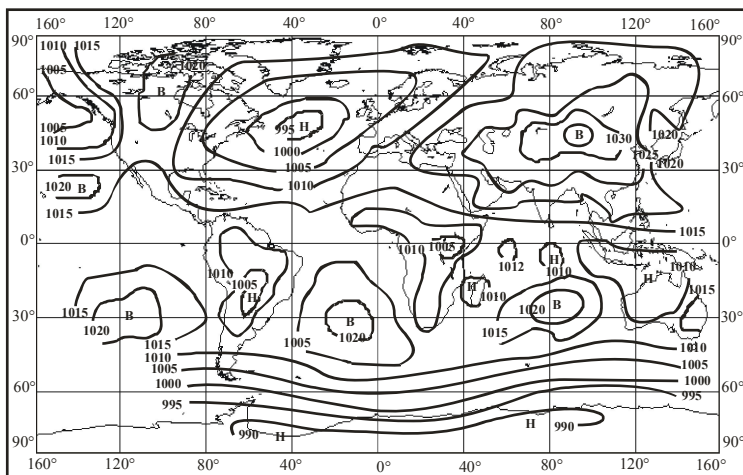
Рис. 3.3.3. Зональное распределение давления и переносов воздуха у земной поверхности и в нижней тропосфере

На периферии субтропической зоны, обращенной к полюсу, в средних широтах создается западный перенос, он простирается до оси

субполярной зоны низкого давления 60–65° широты. Таким образом, в средних широтах западный перенос характерен не только для верхней тропосферы, но и для нижней тропосферы, и для земной поверхности, без учета трения. Но повторяемость западных ветров вблизи земной поверхности меньше, с высотой она растет. Западный перенос у земной поверхности хорошо выражен над океанами, особенно в Южном полушарии, но по периферии субтропической зоны высокого давления, обращенной к экватору, т.е. в тропиках, барический градиент у земной поверхности и в нижней тропосфере в среднем направлен к экватору, что и создает здесь восточный перенос, охватывающий всю тропическую зону. Пассаты — тропические восточные ветры. Наиболее низкое давление у земной поверхности и в нижней тропосфере обнаруживается в субполярных широтах, около 60–65-й параллели. По направлению к полюсу давление растет, следовательно, средний барический градиент направлен в нижней тропосфере от полюса к субполярным широтам, что создает в полярном районе также восточный перенос воздуха. В Арктике восточные направления ветра в нижних слоях частично преобладают над западными, а в Антарктиде по окраине материка наблюдаются устойчивые, в Восточной Антарктиде — постоянные восточные ветра.

Центры действия атмосферы. Циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов является составной частью общей циркуляции атмосферы. Наибольшее значение имеет циклоническая деятельность во внетропических широтах. Циклоны и антициклоны внетропических широт образуются в области высотных фронтальных зон, характеризующихся большими горизонтальными градиентами температуры в тропосфере, а следовательно, большими градиентами давления и высокими скоростями ветра. Наиболее благоприятные условия для возникновения циклонов создают интенсивная адвекция холода, усиливающая контраст температуры, и расходимость воздушных течений в средней тропосфере. Такие условия создаются в ряде районов Северного и Южного полушарий, особенно в тех районах Земли, где располагаются так называемые энергоактивные зоны океанов. Влияние океана на циркуляцию атмосферы крупномасштабно по сравнению с энергоактивными зонами суши. Мировой океан является главным аккумулятором энергии Солнца, с одной стороны, а его деятельный слой — главным источником тепла, поступающего в атмосферу умеренных широт в холодное полугодие, — с другой. Большую роль в процессах аккумуляции и передачи тепла в атмосферу играет облачный покров. Он служит главным регулятором притока лучистой энергии Солнца к поверхности океана.

В холодную половину года океан с помощью процессов теплообмена отдает атмосфере тепло, накопленное в теплый период года. Это тепло посредством преобладающего в тропосфере западного переноса, периодически возмущаемого циклонической деятельностью, переносится на континент. Таким образом, генератор общей циркуляции атмосферы — теплосодержание Мирового океана, являющееся его долговременной памятью. Вихревой компонент в виде циклонов и антициклонов возбуждается при взаимодействии атмосферы с энергоактивными зонами океана. На картах многолетнего среднего распределения давления на уровне моря в январе и в июле заметны зональные особенности. Однако влияние неравномерного распределения суши и моря приводит к тому, что в каждой зоне барическое поле распадается на отдельные ячейки, на отдельные области повышенного и пониженного давления с замкнутыми изобарами. Эти области называют центрами действия атмосферы. Одни из этих центров можно найти на климатологических картах всех месяцев года; они называются постоянными. Другие обнаруживаются на картах только зимних или только летних месяцев, их называют сезонными центрами действия.



замкнутыми изобарами: над Южной Америкой, Южной Африкой, Австралией и Индонезией. Давление в центрах этих областей ниже 1010 гПа. Обращает на себя внимание, что места с наиболее низким давлением в экваториальной депрессии лежат в январе не на самом экваторе, а достаточно далеко от него: примерно под 15° ю. ш. над прогретыми материками Южного полушария.

По обе стороны от экваториальной депрессии обнаруживаются субтропические зоны высокого давления, которые, однако, распадаются на отдельные субтропические антициклоны с замкнутыми изобарами. Особенно хорошо выражены такие антициклоны над всеми тремя океанами Южного полушария (с центрами под 30–35° ю. ш. и с давлением в центре выше 1020 гПа); над материками же, более теплыми, чем океаны, они заменяются пониженным давлением. В Северном полушарии субтропические антициклоны также обнаруживаются над Атлантическим и Тихим океанами (замкнутые изобары 1020 гПа), где их центры располагаются под 30–35° широты. Антициклон над северным Атлантическим океаном носит название азорского, над северным Тихим океаном — гонолульского или гавайского. Над Азией в субтропических и тропических широтах давление также повышено. Но нет самостоятельного субтропического антициклона, Южная Азия занята южной частью огромного азиатского зимнего антициклона с центром в Монголии. В умеренных и субполярных широтах Южного полушария, к югу от субтропических антициклонов, находится почти сплошная зона низкого давления, однако все же с несколькими центрами внутри нее. В соответствующих широтах Северного полушария также обнаруживается низкое давление, но только над океанами. Это две океанические депрессии — исландская на севере Атлантического океана и алеутская на севере Тихого океана с давлением в центре ниже 1000 гПа. Над материками Азии и Северной Америки они заменяются зимними антициклонами: азиатским и канадским. В азиатском антициклоне давление в центре выше 1035 гПа, в канадском — выше 1020 гПа. В полярных широтах давление повышено по сравнению с субполярными. Особенно хорошо выражена область высокого давления над материком Антарктиды: антарктический антициклон. В Северном полушарии повышение давления в Арктическом бассейне незначительно. Только над ледяной Гренландией видна замкнутая изобара со значением 1000 гПа, обрисовывающая область сравнительно повышенного давления. На рис. 3.35 (июль) видно, что экваториальная депрессия сместилась к северу и самое низкое давление находится в северном полушарии, где лето. При этом центры

низкого давления над нагретыми материками Северного полушария сместились далеко на север, располагаются примерно на 30° с.ш. как в Азии, так и в Северной Америке. Эти части экваториальной депрессии, вышедшие над нагретыми материками даже за пределы тропиков, называются летними термическими депрессиями — южно-азиатской и мексиканской. Зоны высокого давления в субтропиках также различимы. В Южном полушарии зимой субтропические антициклоны захватывают в субтропиках и тропиках не только три океана, но и холодные теперь материки. В летнем Северном полушарии антициклоны остаются только над двумя океанами (смещаются дальше на север и усиливаются). Над материками же субтропических широт давление, в противоположность январю, понижено.

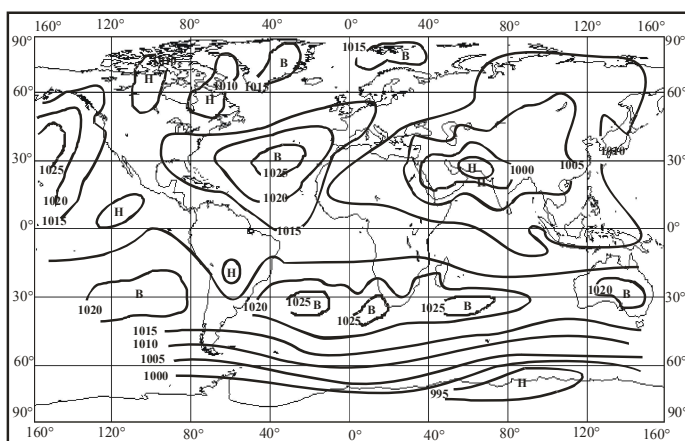


Рис. 3.3.5. Среднее распределение атмосферного давления на уровне моря в июле, гПа

Оно остается пониженным и в более высоких широтах. Таким образом, в умеренных и субполярных широтах Северного полушария океанические депрессии (гораздо менее глубокие, чем зимой) и депрессии над материками образуют непрерывную субполярную зону низкого давления вокруг всего полушария. На север от нее давление незначительно растет. В Южном полушарии в июле, как и в январе, различают зону низкого давления в субполярных широтах и антициклон над Антарктическим материком. Итак, зональность в распределении давления нарушается тем, что давление повышается над материками зимой и понижается летом. Зимой над материками

высокое давление обнаруживается даже в умеренных и субполярных широтах, где оно вообще понижено. Летом над материками давление понижается даже в субтропических зонах, где оно вообще повышено. Наличие рассмотренных центров действия на многолетних средних картах не должно приводить к заключению, что в тех или иных местах Земли круглый год или весь сезон располагается один и тот же устойчивый циклон или антициклон. В действительности циклоны и антициклоны в атмосфере достаточно быстро сменяются. Климатологические карты позволяют заключить, что в одних местах Земли циклоны преобладают над антициклонами, а также обнаружить центры действия с пониженным (например, на севере Атлантического океана — исландская депрессия) или повышенным давлением (азорский антициклон в субтропиках Атлантического океана). В реальной атмосфере в тот или иной момент, например над северным Атлантическим океаном, могут существовать одновременно не один, а два отдельных субтропических антициклона, а над северным Тихим океаном — три.

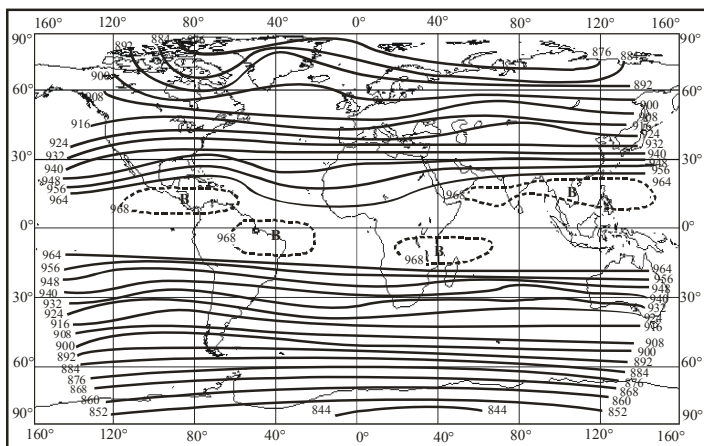


Рис. 3.3.6. Средняя абсолютная высота (геопотенциальные декаметры) изобарической поверхности 300 гПа в декабре–феврале

В Арктике преобладание антициклонов над циклонами совсем невелико, и потому на многолетних средних картах арктический антициклон обрисовывается очень слабо. Антарктический антициклон в среднем выражен значительно лучше, чем антициклон арктический.

Особую сложность в вопрос вносит большая высота самого материка Антарктиды над уровнем моря при очень низких приземных температурах воздуха над ледяной поверхностью. Приведение давления к уровню моря дает при этом завышенные результаты, несравнимые со значениями давления на уровне моря для океана и низменностей. Для того чтобы видеть, насколько давление над Антарктидой выше, чем над окружающим океаном, нужно составлять карты не для уровня моря, а для уровня 3–4 км, близкого к поверхности материка (для изобарической поверхности 700 гПа).

Средние месячные карты для поверхности 700 гПа обнаруживают наличие антициклона над Восточной Антарктидой во все месяцы года. На многолетних средних картах барической топографии для поверхностей 700, 500, 300 гПа видно, что с высотой становится все меньше замкнутых изогипс, обрисовывающих отдельные центры действия, и распределение давления становится зональным (рис. 3.3.6, 3.3.7), так как с высотой влияние распределения суши и моря на температуру, следовательно, и давление ослабевает.

В верхней тропосфере и в нижней стратосфере абсолютные изогипсы на средних картах, а значит, и изобары огибают весь земной шар, они несколько изгибаются к низким широтам над теплыми материками. Только вблизи экватора еще обнаруживаются отдельные антициклоны, даже в верхней тропосфере. Следовательно, наиболее высокое давление будет вблизи экватора, низкое — над полярным районом.

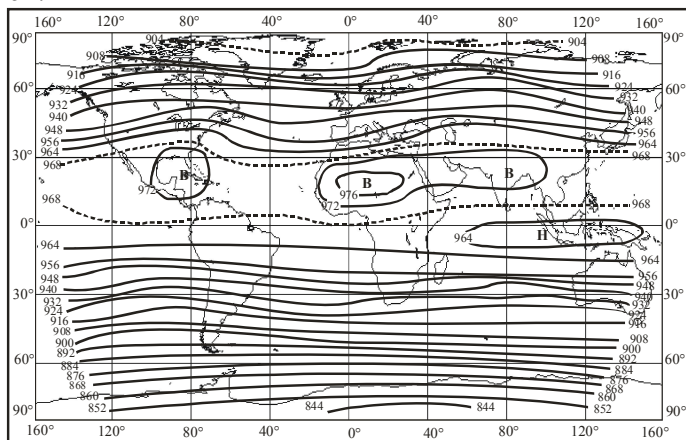


Рис. 3.3.7. Средняя абсолютная высота (геопотенциальные декаметры) изобарической поверхности 300 гПа в июне—августе

Зимой в Северном полушарии максимально низкое давление смещено от полюса к холодным северо-восточным частям Азии и Северной Америки. В слоях выше 20 км летом распределение давления другое в связи с изменением меридионального распределения температуры, над полюсом давление становится повышенным, околполюсная депрессия заменяется антициклоном.

Климатологические фронты. Деление барического поля Земли на циклоны и антициклоны приводит к тому, что в тропосфере присутствуют воздушные массы, разделенные фронтами. Положение и число атмосферных фронтов отличается от многолетнего среднего распределения. Фронты возникают, перемещаются и размываются в связи с циклонической деятельностью. Многолетние средние положения главных фронтов в разные сезоны называются климатологическими фронтами. Их можно выявить на многолетних средних картах, подобно центрам действия атмосферы. В январе в Северном полушарии на средней карте (рис. 3.3.8) обнаруживаются две значительные ветви арктического фронта: один — на севере Атлантического океана и на севере Евразии, другой — на севере Североамериканского материка и над архипелагом арктического сектора Америки. Возможно временное существование и других арктических фронтов.

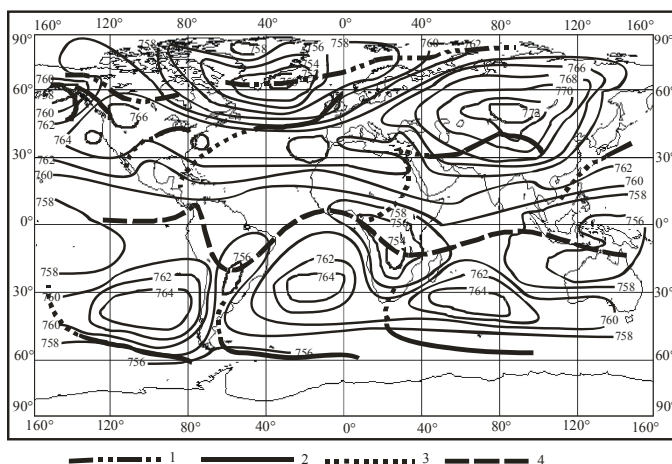


Рис. 3.3.8. Климатологические фронты в январе: 1 — арктический, 2 — полярный, 3 — пассатный, 4 — тропический

Области к северу от арктических фронтов заняты преимущественно арктическим воздухом. Однако в отдельных случаях арктические фронты могут занимать положение, далеко отклоняющееся от среднего. При возникновении на них циклонов и антициклонов они все время перемещаются и вместе с вторжениями арктического воздуха могут проникать далеко к югу. В более низких широтах, между 30 и 50° с. ш., обнаруживается цепь полярных фронтов, отделяющих области преобладания полярного воздуха (воздуха умеренных широт) от областей преобладания тропического воздуха.

Полярные фронты проходят над Атлантическим океаном по южной периферии исландской депрессии; над Средиземным морем; в Азии примерно вдоль северной границы Тибетского нагорья; над Тихим океаном (два фронта); над югом США. Среднее положение полярных фронтов указывает на южную границу преобладания полярного воздуха и северную — тропического. В отдельных случаях полярные фронты могут не совпадать со средним положением.

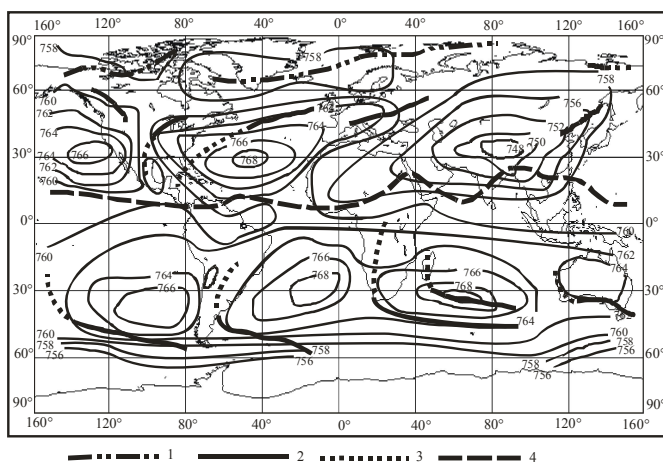


Рис. 3.3.9. Климатологические фронты в июле: 1 — арктический, 2 — полярный, 3 — пассатный, 4 — тропический

Разрывы между отдельными арктическими и полярными фронтами на картах указывают на районы, где воздух чаще проникает в более высокие или низкие широты. Аналогично в Южном полушарии обнаруживаются антарктические фронты, окружающие материк Антарктиды, и четыре полярных фронта под 40–50° ю. ш. над

океанами. Концы полярных фронтов, проникающих далеко в глубь тропиков, называются пассатными фронтами. Они отделяют в тропиках уже не полярный воздух от тропического, а разные массы тропического воздуха — более свежие и более старые, относящиеся к разным субтропическим антициклонам. Внутри тропиков обнаруживается зона конвергенции воздушных течений, которая называется *внутритропической зоной конвергенции* и на климатологических картах представляется непрерывной линией, охватывающей весь земной шар. Она проходит в январе больше над Южным полушарием, чем над Северным, особенно далеко отходя к югу вместе с ответвлениями экваториальной депрессии над нагретыми материками Южного полушария. В июле (рис. 3.3.9) арктические и антарктические фронты занимают положения, близкие к январским.

Антарктические фронты в июле (зимой) проходят несколько дальше от материка Антарктиды, чем летом, а арктические в июле (летом) смещаются в более высокие широты. Полярные фронты в Северном полушарии несколько смещены к северу в сравнении с январем, особенно над нагретыми материками; их среднее положение теперь около 50-й параллели. Полярные фронты над Южным полушарием несколько смещены к экватору (30–40° ю. ш.). Внутритропическая зона конвергенции в июле смещена в северное полушарие, особенно далеко на север над Индией (до подножия Гималаев) и над низовьями р. Янцзы. Таким образом, от января к июлю все климатологические фронты смещаются к северу, а от июля к январю — к югу. Положение фронтов на средних картах указывает, в каких областях Земли преобладают в течение всего года воздушные массы того или иного типа и в каких от зимы к лету и от лета к зиме массы одного типа сменяются массами другого, что является основным критерием генетической классификации климатов по Б.П. Алисову.

Циркуляция атмосферы в тропической зоне. Пассаты.

Пассаты — это устойчивые восточные ветры умеренной скорости (в среднем 5–8 м/с у земной поверхности), дующие в каждом полушарии на обращенных к экватору перифериях субтропических антициклонов. Субтропические антициклоны вытянуты по широте. Поэтому на их обращенной к экватору периферии изобары проходят параллельно широтным кругам, и, следовательно, пассаты над уровнем трения должны иметь восточное направление (рис. 3.3.10). Однако на востоке каждого антициклона к восточной составляющей ветра присоединяется еще направленная к экватору составляющая, а на западе — составляющая, направленная от экватора. В общем случае

меридиональные составляющие в пассатном переносе малы по сравнению с восточной составляющей.

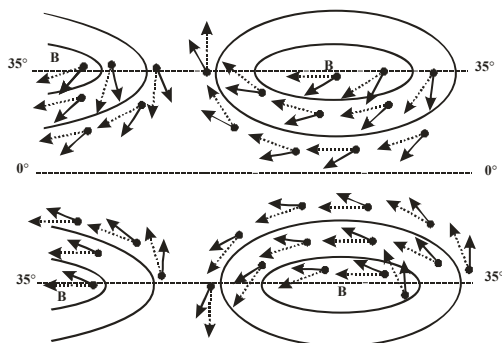


Рис. 3.3.10. Схема переноса воздуха в зоне пассатов. Кривые — изобары субтропических антициклонов, сплошные стрелки — ветры у земной поверхности, пунктирные — ветры над уровнем трения

В слоях, близких к земной поверхности, где действует трение, ветер отклоняется от изобар на некоторый угол в сторону низкого давления. Следовательно, на южной периферии субтропического антициклона в Северном полушарии у земной поверхности вместо восточных ветров образуются северо-восточные; аналогично на северной периферии субтропического антициклона в Южном полушарии у земной поверхности образуются юго-восточные ветры. Вследствие трения пассаты получают дополнительные составляющие, направленные к экватору. Пассаты Северного полушария часто называют северо-восточными, а пассаты Южного полушария — юго-восточными. Однако эти направления пассатов характерны только вблизи земной поверхности и не для всей области пассатов, а только той, где изобары субтропического антициклона вытянуты по широте.

Субтропические антициклоны над океанами хорошо выражены на многолетних средних картах. По ежедневным картам видно, что они не постоянны, но антициклоны в субтропиках преобладают над циклонами. Поэтому на многолетних средних картах и создаются субтропические центры действия с высоким давлением. На климатологических картах над каждым океаном в каждом полушарии расположено по одному антициклону. На ежедневных же картах их больше — два, иногда три над каждым океаном; над южным Тихим океаном — до четырех. Распределение давления в тропиках меняется мало, поэтому пассаты характеризуются большой устойчивостью на-

правления. Но все же, поскольку субтропические антициклоны день ото дня перемещаются, направления пассатных ветров также подвержены некоторым изменениям. В нижнем слое пассатов воздух вследствие влияния трения течет с составляющей, направленной к экватору. На восточной периферии каждого субтропического антициклона эта составляющая, направленная к экватору, значительно усиливается уже независимо от трения. Поэтому, двигаясь на все более теплую поверхность моря, пассатное течение в нижних слоях приобретает неустойчивую стратификацию. Устанавливаются большие вертикальные градиенты температуры, часто превышающие сухоадиабатический в нижних сотнях метров, и развивается конвекция со скоростями восходящих потоков 2,5–4 м/с и образованием кучевых облаков. Но конвекция не достигает больших высот, уже на 1500–2000 м в области пассатов обнаруживается задерживающий слой толщиной в несколько сотен метров с инверсией температуры или уменьшением вертикального градиента температуры (рис. 3.3.11). Эта пассатная инверсия образуется при оседании воздуха, характерном для всякого хорошо развитого антициклона. Инверсия и задерживает развитие конвекции на сравнительно низком уровне. Облака не получают большого вертикального развития, нередко принимают характер слоисто-кучевых и не достигая уровня оледенения, который в тропиках лежит выше 5 км. Поэтому из облаков или не выпадают осадки, или выпадают незначительные кратковременные и мелкокапельные, обусловленные взаимным слиянием капель.

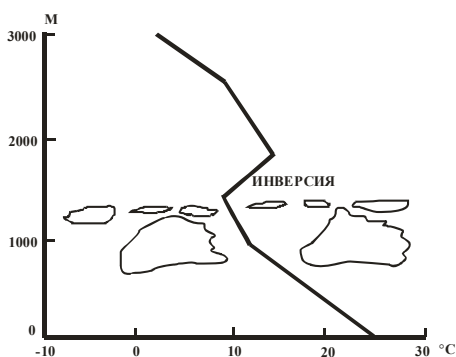


Рис. 3.3.11. Типичное распределение температуры воздуха с высотой в пассатах

Вертикальная мощность пассатов увеличивается к экватору. Под 20-й параллелью она порядка 2–4 км. Вблизи экватора, особенно в

летнем полушарии, восточные ветры захватывают уже всю тропосферу и стратосферу. Там, где пассаты простираются не на всю тропосферу, ветры над ними имеют преобладающее западное направление. Западные ветры над пассатами носят название антипассатов. Предполагали, что они дуют противоположно приземному направлению пассатов, в Северном полушарии с юго-запада и в Южном с северо-запада, наблюдения этого не подтвердили. Антипассаты — вообще западные ветры, такие же, как и в более высоких широтах на тех же уровнях. Меридиональные составляющие в них малы и могут быть различны по направлению, но преобладают составляющие, направленные от экватора к высоким широтам.

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК). Пассаты обоих полушарий разделены переходной зоной с неравномерными, часто слабыми, но иногда сильными шквалистыми ветрами. В этой зоне наблюдается сходимость пассатов Северного и Южного полушарий. Поэтому она называется внутритропической зоной конвергенции (рис. 3.3.12).

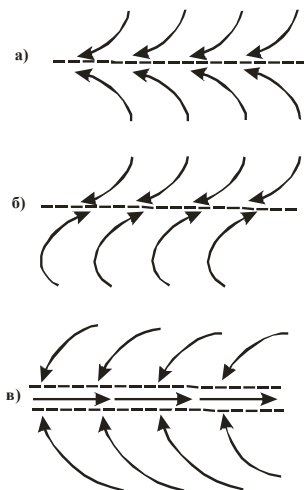


Рис. 3.3.12. Основные типы переноса воздуха в ВЗК: а — пассаты у тропического фронта вблизи экватора, б — пассаты на расстоянии от экватора (летний экваториальный муссон), в — экваториальная зона западных ветров

Вследствие сходимости воздушных течений конвекция в этой зоне резко усилена и развивается до больших высот по сравнению с зонами пассатов. Сильные восходящие движения прорывают и

размывают здесь пассатную инверсию. Облака развиваются в мощные кучевые, затем кучево-дождевые, из которых выпадают обильные осадки ливневого характера. Воздух пассатов Северного и Южного полушарий при слиянии в ВЗК имеет практически одинаковую температуру. Поэтому горизонтальные температурные градиенты в ВЗК слабые, то же относится и к влажности в нижней половине тропосферы: при больших ее значениях контраста влажности практически не наблюдается. Несмотря на отсутствие заметных горизонтальных контрастов, осадки выпадают сильные за счет конденсации влаги в кучево-дождевых облаках при интенсивных вертикальных движениях. Периоды выпадения дождей (2–3 дня) сменяются сухой погодой такой же продолжительности. Положение ВЗК по дням колеблется относительно ее среднемесячного положения в пределах 3–4° широты. Кроме ежедневного колебания ВЗК происходит сезонное смещение ее среднемесячного положения. В области пассатов над Атлантическим и Тихим океанами сезонное смещение ВЗК невелико — 5–7° широты. Небольшое сезонное смещение ВЗК наблюдается над западом Атлантического, центром и востоком Тихого океанов.

Муссонная циркуляция. В ряде районов поверхности Земли на формирование климата большое влияние оказывают муссоны (рис. 3.3.13).

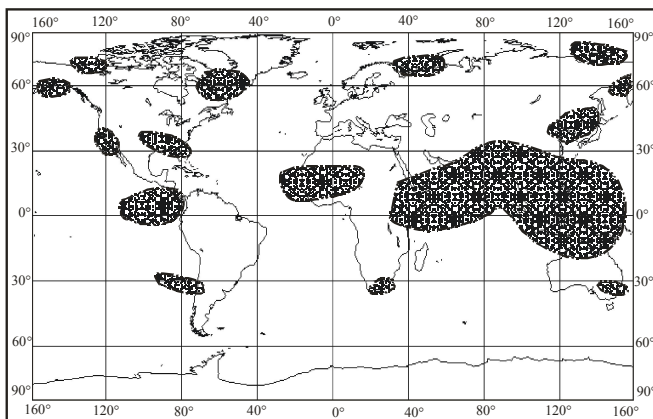


Рис. 3.3.13. Распределение муссонных областей по земному шару

Эта циркуляционная система обладает отчетливо выраженным сезонным характером. На ее формирование оказывает влияние

термический режим суши и океана, складывающийся под действием радиационных факторов.

Муссон — это такой режим общей циркуляции атмосферы в большой географической области, при котором ветры одного направления в каждом месте этой области резко преобладают над остальными, а само преобладающее направление ветра от зимы к лету и от лета к зиме меняется на противоположное или близкое к противоположному. К областям с муссонной тенденцией относятся те области, где противоположные ветры зимой и летом имеют повторяемость менее 40%. Конечно, кроме ветров преобладающего направления в каждом сезоне наблюдаются ветры других направлений. В переходные сезоны, весной и осенью, когда происходит смена муссонов, устойчивость режима ветра нарушается.

Муссонные области объединяются в несколько зон, вытянутых в широтном направлении. Они хорошо ограничивают периферийные районы Евразийского материка с севера, востока и юга. Обнаруживаются в отдельных районах Африки и американских континентов, там, где происходит смена направления горизонтального градиента температуры между сушей и морем. Структура муссонных областей связана с изменением положения и интенсивности центров действия атмосферы. Можно выделить муссонные зоны: тропическую, располагающуюся между 20° с.ш. и 20° ю.ш.; субтропические, которые размещаются между 30 и 40° ш. в обоих полушариях; зону умеренных широт и полярную зону. Последние две зоны обнаруживаются только в Северном полушарии в пределах 50–60° и около 70° с.ш. Тропический муссон образуется при взаимодействии экваториальной ложбины и сибирского антициклона зимой, азиатской депрессии и южно-индийского антициклона летом. Субтропический муссон формируется благодаря азиатской депрессии и отрогу тихоокеанского антициклона летом, сибирскому максимуму и юго-западной ложбине алеутской депрессии зимой. Зимний азиатский муссон несет сухой холодный воздух из области сибирского антициклона. Выходя на теплую океаническую поверхность, этот воздух прогревается и обогащается влагой. На районы Индокитая поступает уже теплая морская воздушная масса, приносящая облачную и дождливую погоду. При дальнейшем перемещении к экватору воздух зимнего азиатского муссона приобретает свойство экваториального воздуха. Летом воздушные течения направлены с водной поверхности на сушу. Деление азиатского муссона на тропический, субтропический и муссон умеренных широт летом обнаруживается особенно отчетливо.

Субтропическая ветвь и ветвь умеренных широт проявляются в виде юго-восточного потока влажного воздуха, перемещающегося из области тихоокеанского антициклона на юго-восточную часть Китая, Корею, Японию и Приморье. Развитие тропической ветви летнего муссона связано с перемещением экваториальной ложбины на юг Азиатского материка. Сначала юго-западное муссонное течение захватывает южную часть Китая, затем распространяется на Индокитай и Индию. Приходящий на сушу воздух летнего азиатского муссона содержит много влаги. Поэтому с ним связывают обильные осадки, выпадающие в это время в районах Южной и Юго-Восточной Азии. Азиатский муссон является наиболее развитым сезонным циркуляционным механизмом. Хорошо проявляется и африканский муссон, хотя он существенно отличается от азиатского. Различия заключаются в том, что циркуляция в нем оказывается менее развитой как по площади, так и по вертикали. Относительно небольшие размеры африканского муссона определяются сравнительно небольшими размерами Африканского континента, а также незначительными сезонными перемещениями экваториальной ложбины. Холодные воздушные массы умеренных широт, во-первых, не участвуют в формировании муссона Африки. Поэтому различия свойств воздушных масс летнего и зимнего муссонов над Африкой не так значительны, как в Азии. Во-вторых, наблюдаются большие различия муссонов западной и восточной частей Африканского континента, что определяется его строением. На западе зимний и летний муссоны формируются в различных по своим свойствам воздушных массах. Зимой в Северном полушарии, когда ВЗК находится на западе континента вблизи экватора, а на востоке смещается в Южное полушарие, большая часть Африканского континента оказывается под действием северо-восточного потока. Воздух, поступающий с северо-востока, формируется над пустынями, а поэтому является холодной устойчивой воздушной массой. Летом ВЗК перемещается в Северное полушарие и размещается в июле над Африкой у 15° с. ш. В связи с этим юго-западный поток неустойчивого воздуха с Атлантики вторгается на западную часть Африканского материка. На восточную часть Африки устремляется воздух с Индийского океана. В отличие от воздуха, поступающего с Атлантического океана, он является достаточно сухим, так как в области холодного течения, проходящего у восточных берегов Африки, испарение невелико и воздух, протекающий над ним, не обогащается влагой. Таким образом, зимний и летний муссоны в восточной части Африки не приносят осадков.

3.4. Мезомасштабная циркуляция. Бризы, фены, склоновые ветры

Местные ветры относятся к атмосферным явлениям, горизонтальная протяженность которых изменяется от нескольких сотен метров до десятков и первых сотен километров. Такие явления и процессы, наблюдаемые в атмосфере, называют мезометеорологическими. Возникают местные ветры под влиянием воздействия неоднородностей земной поверхности на воздушный поток более крупного масштаба. Существует два вида воздействия земной поверхности на атмосферу — термическое и механическое. Различие в теплофизических, радиационных и других свойствах соседних частей земной поверхности ведет к возникновению горизонтальной разности температур, которая в свою очередь порождает барический градиент, являющийся непосредственной причиной возникновения ветра. К таким ветрам относятся бризы, горно-долинные (склоновые) и ледниковые ветры. Эти ветры выражены тем отчетливее, чем меньше скорость воздушного потока более крупного масштаба. Под влиянием механических воздействий со стороны местных препятствий (гор, возвышенностей, лесов, строений) воздушный поток также испытывает возмущения: на наветренной стороне он совершает восходящее, на подветренной — нисходящее движение; в долинах, горных ущельях скорость потока увеличивается и т.п. Такие ветры выражены тем отчетливее, чем больше скорость набегающего на препятствие воздушного потока. Эти ветры носят название фена, боры, стокового ветра и ветра горных проходов. Наибольших значений скорость ветра достигает в тех частях препятствий, где воздух совершает нисходящее движение. Местные ветры термического происхождения обладают хорошо выраженной периодичностью: в течение суток изменяется не только скорость ветра, но и направление потока.

Фёны, характеристика явления. Феном называется нисходящий воздушный поток, образующийся вследствие соскальзывания воздушной массы вдоль наклонной поверхности. Интенсивность фена зависит от особенностей рельефа, стратификации атмосферы и процессов адвекции воздушных масс. Первые подробные исследования фена были проведены в Альпах, откуда название распространилось по всему миру. В некоторых районах земного шара имеются местные названия этого явления, например, в Скалистых горах фен называют чинук, в Аргентинских Андах — зонда, на Черном море и Адриатическом побережье — бора. Классическая форма фена

связана с переваливанием воздушных масс через горный хребет, когда с наветренной стороны происходят подъем воздуха, конденсация водяного пара, образование облачности, доходящей до гребня горного хребта, а с подветренной стороны возникает интенсивный нисходящий поток воздуха, достигающий в предгорьях ураганной силы. Практический интерес к анализу и прогнозу фена объясняется тем, что с ним связаны большие скорости ветра и резкое изменение температуры и влажности. Например, 19 декабря 1933 г. в Гавре, шт. Монтана, США, при внезапном наступлении чинука температура воздуха почти мгновенно изменилась от -23 до -8°C , а в последующие сутки повысилась до $+7^{\circ}\text{C}$. Скорость ветра в течение секунд изменяется от 5 до 40 м/с, в связи с чем возник термин «феновая буря». Одновременно в таких случаях происходит быстрое понижение относительной влажности до 40–50%. Быстрое наступление фена и резкие изменения температуры происходят не всегда, процесс наступления фена может занимать несколько часов. Фен, при котором происходит резкое понижение температуры воздуха, в России называют борой, во Франции — мистралем. Первый термин является в настоящее время наиболее употребительным. При боре наблюдается сильный порывистый ветер до 40 м/с, а в отдельных случаях — до 60 м/с. Температура в течение нескольких часов может опускаться на 10 – 15°C . Продолжительность фенов колеблется от нескольких часов до 20–30 ч, а горизонтальные размеры составляют от нескольких десятков до 100–200 км. Следует отметить, что фены наблюдаются не только при переваливании через горный хребет крупномасштабных атмосферных возмущений и воздушных масс, они часто наблюдаются и в условиях антициклонов. В этом случае фены не достигают поверхности Земли и с ними не связаны резкие изменения в поле ветра и температуры, но они оказывают существенное влияние на условия погоды в предгорьях, так как способствуют образованию инверсионных слоев, под которыми образуются обширные зоны низких облаков, туманов и создаются условия, приводящие к значительному загрязнению воздуха. Отличительная особенность таких фенов состоит в их большой продолжительности (неделя и более). Антициклонические фены часто наблюдаются в холодное полугодие в предгорьях Альп, Кавказа и Тянь-Шаня.

Механизм образования фенов. Существуют различные точки зрения относительно причин, порождающих сильные ветры вдоль подветренных склонов гор, изменений температуры при фене и подразделения его на теплые и холодные фены (бора). В настоящее время пришли к точке зрения, что теплые и холодные фены

представляют собой генетически одно и то же явление, а наблюдаемые изменения температуры связаны с типом воздушной массы, переваливающей через горный хребет (теплая или холодная), и предшествующей погодой в пункте, испытывающем воздействие фена. Теплые фены, которые наблюдаются чаще в холодный сезон, приносят тепло вследствие того, что приземный слой холодного воздуха вытесняется теплой воздушной массой, переваливающей через горный хребет. Резкое повышение температуры на $10\text{--}15^\circ\text{C}$ в течение дня может наблюдаться зимой и над равнинными районами при прохождении теплого фронта. Аналогично холодный фен (бора) наблюдается, как правило, на теплых побережьях (Черноморском, Средиземноморском и др.), когда массы холодного воздуха переваливают через прибрежные горные хребты. Фен в прибрежной точке наблюдений воспринимается как холодный, наличие таких фенов свидетельствует о незначительности фактора динамического нагрева при нисходящем скольжении воздуха вдоль хребта. Таким образом, механизм образования теплых и холодных фенов является одинаковым и его можно рассматривать в едином контексте независимо от локальных изменений температуры, наблюдающихся в зоне действия фена. Изложим различные точки зрения на природу этого явления, их можно разделить на два типа. Одни объясняют возникновение фена гидравлическим эффектом, приводящим к образованию сверхкритического (быстрого) течения в сужающемся канале, другие — волновыми процессами, возникающими в окрестности препятствия при перетекании через него масс воздуха.

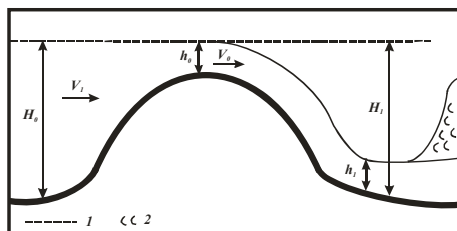


Рис. 3.4.1. Схематическое распределение воздушного потока и стратификации атмосферы при фене: V_1 — скорость ветра в невозмущенном потоке, V_0 — скорость ветра над хребтом, 1 — инверсия, 2 — область разрушения инверсии

В обоих подходах при создании моделей используются фактические данные о том, что при образовании фена нижний слой атмосферы бывает более устойчиво стратифицированным, чем вышележащий, а между ними имеется инверсионный слой, который

располагается выше гребня препятствия. Наличие инверсии является необходимым условием в гидравлических моделях фена, поскольку инверсионный слой трактуется как верхняя свободная поверхность, подобная поверхности в канале с водой. Схематическое изображение течений в соответствии с гидравлической теорией приведено на рис. 3.4.1.

Явление фена объясняется исходя из известного в гидравлике понятия сверхкритического (быстрого) течения, которое возникает при числе Фруда (Fr) больше 1. Применительно к условиям атмосферы эффективное воздействие силы тяжести (в отличие от свободной поверхности воды) приобретает вид $g\Delta\Theta/\Theta_0$, где $\Delta\Theta$ — разница потенциальной температуры в рассматриваемом слое, Θ_0 — некоторое стандартное значение потенциальной температуры. Тогда число Фруда можно представить в виде

$$Fr = \frac{V^2}{g \frac{\Delta\Theta}{\Theta_0} L}. \quad (3.4.1)$$

Используют и формулу

$$Fr^* = (Fr)^{\frac{1}{2}} = \frac{V}{(g \frac{\Delta\Theta}{\Theta_0} L)^{\frac{1}{2}}}. \quad (3.4.2)$$

В (3.4.1) и (3.4.2) под L подразумевается глубина канала, образуемого топографией и инверсионным слоем (H_0 , h_0 , h_1 и H_1 , рис. 3.4.1). Из формул (3.4.1, 3.4.2) и рис. 3.4.1 видно, что критическая скорость над гребнем хребта (при одинаковой стратификации температуры) становится значительно меньше, чем с наветренной стороны, т.е. возникновение сверхкритического (быстрого) потока здесь гораздо более вероятно, потому что $h_0 < H_0$. Если с подветренной стороны инверсия располагается так, как это указано сплошной линией на рисунке, сечение канала с подветренной стороны препятствия остается узким (h_1), а поднятие и размывание инверсии происходит под действием турбулентного обмена вниз по потоку. В этом случае вдоль наклонного узкого канала сила тяжести еще более ускоряет поток, в результате чего и образуется интенсивный фен. Слабость гидравлической теории состоит в том, что опускание инверсии на подветренном склоне не очевидно, особенно если перетекающий через гребень воздух не является более холодным (плотным), чем воздух, находившийся ранее с подветренной стороны препятствия. Инверсия может остаться, например, на прежней высоте, как это показано пунктиром на рис. 3.4.1, тогда глубина канала вниз по

склону будет увеличиваться и сверхкритическое течение сменится на некотором расстоянии от гребня на докритическое. Гидравлическая теория фена подходит для объяснения механизма холодного фена (боры), когда более плотный воздух устремляется под действием положительной плавучести вниз по склону. Поверхность его раздела с более теплым воздухом располагается так, как это указано на рис. 3.4.1 сплошной линией, и в узком канале между сечениями h_0 и h_1 создаются условия для сверхкритического потока.

Волновое происхождение фена дает образование роторов с подветренной стороны горного хребта и показывает, что ускорение ветра с подветренной стороны препятствия может явиться следствием образования подветренной волны большой амплитуды. Подветренные волны большой амплитуды, но небольшого горизонтального размера (с длиной волны менее 20 км) не подходят для объяснения причин образования фенів. Выдвинуто предположение, что фены возникают в результате образования в атмосфере гидростатических волн с длиной волны 50–100 км. Такие волны возбуждаются горой и распространяются свободно по вертикали. Упрощенное выражение для скорости ветра у поверхности Земли (V_0), полученное из этих решений, имеет вид

$$|V_0| = N_l h A, \quad (3.4.3)$$

где h — высота горы, а N_l — частота Брента–Вяйсаля в нижнем слое атмосферы, ограниченном инверсионным слоем, расположенным выше гребня горного хребта. Множитель A является функцией устойчивости и сдвига фазы волны в вышележащем слое атмосферы, сильный ветер появляется при максимальном значении A , которое достигается, если фазы волны в подынверсионном, более устойчивом, и надынверсионном, менее устойчивом, слое воздуха отличаются на $\pi/2$. Таким образом, механизмы образования сильных феновых потоков, возникающих при обтекании горного хребта, являются еще не до конца изученными. Между волновой и гидравлической теориями происхождения фенів не существует противоречий, поскольку волновые процессы большой амплитуды могут способствовать образованию узких каналов в нижнем слое атмосферы, гидравлическому скачку и появлению сверхкритического течения вдоль подветренного склона. Если в образовании интенсивных фенів, связанных с переваливанием через горные хребты фронтальных разделов и воздушных масс, существенную роль играют как термодинамические, так и динамические процессы, то образование антициклонических фенів определяется в основном термодинамическими причинами. Антициклонические фены

образуются в холодное полугодие и по своему происхождению родственны стоковым ветрам или ветрам склонов, когда вследствие радиационного охлаждения поверхности гор более холодный и плотный воздух стекает в предгорья. Так как в зимнее время покрытые снегом горы имеют отрицательный радиационный баланс, они представляют собой очаги холода круглые сутки, что создает устойчивое опускание воздуха в условиях малооблачной антициклонической погоды. Холодный воздух при этом стекает с обеих сторон горного хребта так, как это показано схематически на рис. 3.4.2.

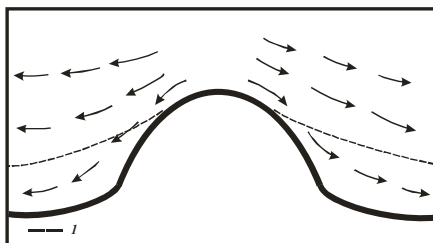


Рис. 3.4.2. Схематическое распределение воздушных потоков в антициклоническом фёне

Ветер склонов и горно-долинная циркуляция. Формы и масштабы орографических неоднородностей, как и возбуждаемые ими циркуляции, разнообразны. Склон может трактоваться в масштабе отдельной горы, серии горных массивов, составляющих долину реки среднего размера, и в масштабе горного хребта, когда под склоном понимается общее понижение рельефа от гребня хребта к равнине. Нас интересует воздействие на условия погоды группы склонов, но рассмотрение механизма явления будет проводиться на примере элементарного склона. Анализ и прогноз местной циркуляции в горах важны для метеорологического обслуживания легких самолетов и вертолетов, прогноза облачности и ливневых осадков в горной местности, а также для выявления условий загрязнения воздуха в долинах.

Общая характеристика. Ветром склона называют локальную циркуляцию, имеющую выраженную суточную периодичность, состоящую в том, что в дневные часы над нагретыми склонами воздух поднимается вверх по склону, а в ночные часы над остывшими склонами гор опускается вниз по склону. Горно-долинной циркуляцией называют циркуляцию, при которой в дневные часы в

приземном слое ветер дует вверх по долине (долинный ветер), а в ночные часы — вниз по долине (горный ветер). Ветры склонов являются элементами горно-долинной циркуляции. Ветры склонов и горно-долинные ветры развиваются в тех случаях, когда через горы не проходят крупномасштабные возмущения, а имеет место радиационный режим, характерный для антициклонических условий погоды. Поэтому они наблюдаются в тропических и субтропических широтах в сезоны, когда минимально воздействие крупномасштабных возмущений. В умеренных широтах горно-долинная циркуляция типична для летних месяцев, в зимнее время в высоких широтах из-за малого светового дня в горной местности доминируют горные ветры, дующие вниз по склону, которые в условиях Антарктиды достигают ураганной силы и именуются стоковыми ветрами. В умеренных широтах под воздействием горных ветров в масштабе горного хребта образуется антициклонический фен. Характеристики ветра склонов и горно-долинной циркуляции (скорость ветра, время смены горного ветра долинным и наоборот) зависят от местных условий таких как размер долины (ширина, длина, крутизна склонов), ориентация относительно господствующих ветров, наличие или отсутствие ледников, продолжительность светлого времени суток. Они меняются в широких пределах. Время наступления горного ветра изменяется от 18 до 8 ч, а долинного — от 7 до 12 ч местного времени. Скорость приземного ветра при горно-долинной циркуляции варьируется в широких пределах — от 1–2 м/с в закрытых долинах до 10–15 м/с в высокогорных, ориентированных вдоль господствующего направления ветра, когда компонент горной или долинной циркуляции складывается с общим потоком воздуха. Под воздействием горно-долинной циркуляции формируется характерный суточный ход температуры, который в летнее время повышается между 7–10 ч местного времени, пока не устанавливается долинный ветер. Затем ход температуры замедляется, и максимум приходится на 15 ч местного времени. Резкое понижение температуры происходит между 18–20 ч местного времени, когда долинный ветер сменяется горным. Воздействие ветра склонов и горно-долинной циркуляции на распределение облачности состоит в том, что в первую половину дня конвективные облака притягиваются долинной циркуляцией к гребню гор, а в вечерние часы под действием горных ветров облачность смещается в предгорья. В масштабах горного хребта можно говорить об общей направленности приземного воздушного потока от равнины к горам в дневные часы и о ветре с гор на равнины в вечерние и ночные. Ночной ветер с гор на равнину в горах Наталь (ЮАР) формируется в

слое толщиной 400–800 м и имеет скорость 4 м/с. В дневные часы ветер с равнины на горы наблюдается в слое 500–750 м со скоростью 2 м/с. В летнее время развит поток с равнины на горы, а в зимнее время — с гор на равнину. Аналогичная закономерность характерна для гор Средней Азии в летний период, когда в предгорной части Ферганской долины в вечерние часы регистрируются сильные ветры с гор в местах выхода на равнину речных долин.

Механизм циркуляции. Ветры склонов представляют разновидность естественной конвекции, но конвективный режим реализуется над наклонной поверхностью, поэтому градиент температуры (плотности), возникающий в результате нагревания подстилающей поверхности, оказывается ориентированным под некоторым углом к направлению силы тяжести (рис. 3.4.3). Режим конвекции смешанный, он обладает одновременно свойствами конвекции в горизонтальном слое, подогреваемом (охлаждаемом) снизу, так как действуют градиент $\Delta\Theta_v$, направленный против (вдоль) силы тяжести, и градиент $\Delta\Theta_r$, направленный по нормали, возмещающий конвекцию в слое жидкости, неравномерно подогреваемой сбоку (аналог естественной конвекции в сосуде, боковые стенки которого находятся при разной температуре). Предположения о конвективном механизме ветра склонов впервые были изложены в 1922 г. и представляли собой идеализацию задачи о естественной конвекции.

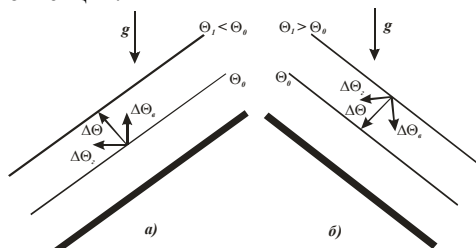


Рис. 3.4.3. Схема распределения температуры воздуха вдоль склона днем а и ночью б. Обозначены вертикальные и горизонтальные составляющие градиента температуры

В дневные часы, когда в результате инсоляции склон нагревается, под действием сил плавучести в вертикальном направлении возникает конвекция подобно конвекции в горизонтальном слое жидкости, а под действием горизонтального градиента температуры, направленного от горы к долине, создается система циркуляции (рис. 3.4.3, а). Возникающий циркуляционный

контур приводит к деформации поля температуры (рис. 3.4.3, *а* — пунктир), т. е. вызывает некоторое понижение температуры в нижней части склона и повышение вблизи вершины. Этим и объясняется замедление роста температуры в дневные часы при развитии ветра склонов и горно-долинной циркуляции. В ночные часы, когда из-за излучения поверхность склона охлаждается, вертикальный компонент градиента температуры не играет роли, так как $\Delta\Theta_v > 0$, а движение возбуждается только горизонтальным компонентом $\Delta\Theta_g$, который направлен от долины к горе (рис. 3.4.3, *б*). Такое распределение температуры приводит к образованию циркуляции, показанной на рис. 3.4.4, *б*.

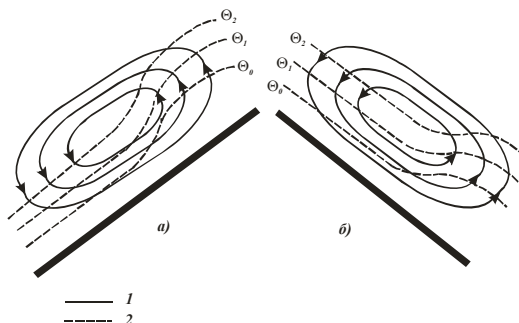


Рис. 3.4.4. Схема течений ветра склона днем (*а*) и ночью (*б*): 1 — линии тока, 2 — изотермы

Отметим, что так же, как при конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу, или при конвекции в слое жидкости, обладающей разными температурами на боковых границах, движения возникают при достижении некоторого критического числа Рэлея, характеризующего баланс между силами плавучести и силами вязкости, однако в качестве дополнительного параметра имеет значение угол наклона поверхности. Поскольку вертикальные компоненты силы плавучести в дневное и ночное время действуют по-разному, то ветры склонов в дневное и ночное время имеют различную вертикальную структуру. Катабатические ночные ветры имеют меньшую вертикальную мощность, так как процессы вертикального обмена ночью ослаблены по сравнению с дневными часами. Горно-долинная циркуляция создается комплексом склонов, образующих долину, под склоном понимается общий наклон горной долины, однако на самом деле на циркуляцию в горной долине в равной мере влияет дифференциальный нагрев как вдоль долины, так и по ее сторонам. В результате образования продольного и поперечного

градиентов температуры характер циркуляции становится трехмерным, образуется спиралевидная система течений (рис. 3.4.4), создающая в дневное время общий поток воздуха вверх по долине в приземном слое и нисходящие течения вдоль оси долины. В ночное время характер циркуляции меняется на противоположный. На рис. 3.4.5 показана система течений, характерная для орографически и радиационно-симметричной долины.

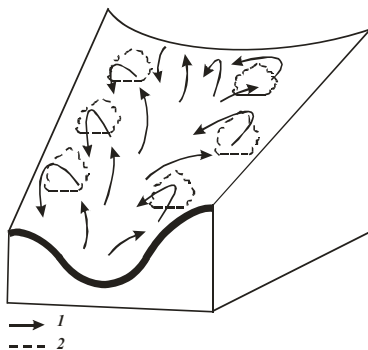


Рис. 3.4.5. Схема горно-долинной циркуляции: 1 — направление течений вблизи поверхности Земли и на высотах, 2 — участки образования облаков вдоль склонов долины

При значительной орографической асимметрии долины и отличающихся условиях радиационного нагрева возникает спиралевидная циркуляция, состоящая не из двух симметричных ветвей, а из одной, в которой восходящие течения образуются вдоль освещенного солнцем нагретого склона долины, а нисходящие — вдоль затененного, холодного. Наблюдаются промежуточные формы горно-долинной циркуляции, когда вследствие асимметрии нагрева склонов долины одна из ветвей спиралевидной циркуляции, соответствующая нагретому склону долины, оказывается более развитой, чем другая, образующаяся позднее над затененным склоном. Описанная выше структура течений воспроизводится численными моделями горно-долинной циркуляции. Пример распределения кучевых облаков под воздействием горно-долинной циркуляции приведен на рис. 3.4.6.

В нижней части снимка видна северная часть Адриатического моря, в верхней — долины рек на южных склонах Восточных Альп. Долины рек светлые (тон изображения светло-серый), а покрытые лесом склоны гор — более темные. На водораздельных хребтах в западной части гор белый цвет соответствует снежному покрову.

Северные склоны Альп свободны от облаков, а вдоль южных склонов видны гряды кучевых облаков.

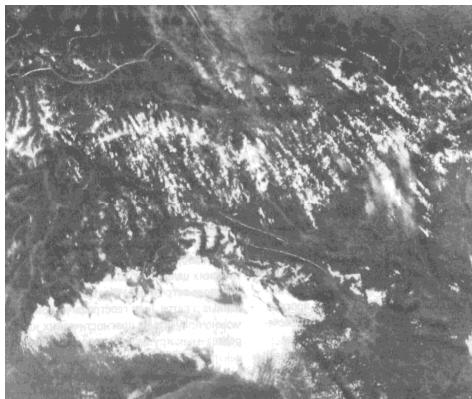


Рис. 3.4.6. Распределение облачности под действием горно-долинной циркуляции в Альпах

Кучевые облака расположены вдоль склонов боковых хребтов, а долины рек свободны от облачности.

Бризы, характеристика. Бризом называется местная циркуляция, возникающая в прибрежной зоне вследствие температурных различий между поверхностью воды и суши. В дневные часы, когда температура поверхности суши становится выше температуры водной поверхности, развивается морская бриз — воздушный поток, направленный в приземном слое с моря на сушу. В ночные часы, когда температура поверхности воды становится выше, чем температура поверхности суши, развивается береговая бриз — воздушный поток, направленный в приземном слое с суши на море. Бризовая циркуляция известна жителям прибрежной зоны многих частей земного шара. До XX в. ее инструментальных измерений не производилось, первые наблюдения касались приземных ветров, затем циркуляция стала изучаться и в свободной атмосфере с помощью шаров-пилотов и радиозондов, в дальнейшем появились регулярные наблюдения со спутников и измерения с помощью радиолокаторов. В настоящее время бризовая циркуляция является одним из наиболее изученных типов местной циркуляции. Бризы хорошо выражены и распространены в тропиках, где наблюдаются в течение всего года. Например, в Индии отмечаются в 2/3 дней, регулярны бризы на восточном побережье Африки и в прибрежных тропических районах,

где крупномасштабные возмущения воздушного потока редки. В умеренных широтах бризовая циркуляция возникает летом, регулярность нарушается прохождением крупномасштабных атмосферных возмущений. Бризы наблюдаются не только в прибрежной зоне морей, но и вдоль берегов озер и крупных рек. Например, бризовая циркуляция регулярно возникает у берегов Великих озер в Северной Америке, ее можно наблюдать в нижнем течении р. Волги в России. Явление морского бриза состоит в том, что возникает система прямой термической циркуляции, в которой над теплой поверхностью суши образуются восходящие течения воздуха, над более холодной водной поверхностью — нисходящие, в приземном слое возникает воздушный поток с моря на сушу, а на некоторой высоте появляется компенсационный поток, направленный с суши на море. Образование морского бриза приводит к появлению ветра, скорость которого составляет 5–7 м/с, при сложных условиях рельефа — 10 м/с. При появлении морского бриза происходит падение температуры воздуха и повышение влажности.

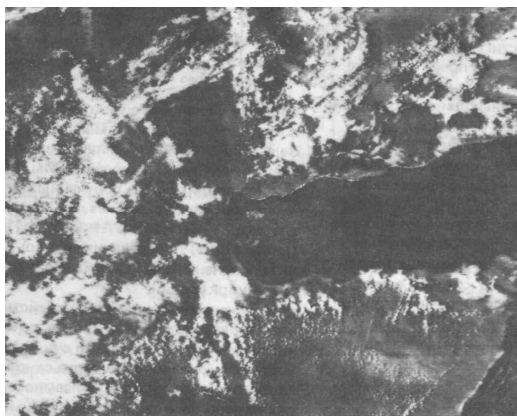


Рис. 3.4.7. Распределение облачности при бризовой циркуляции, побережье Африки

Вдоль побережья образуется зона малооблачной или безоблачной погоды шириной от нескольких километров до нескольких десятков километров (в зависимости от интенсивности бриза и условий рельефа). Над сушей, на удалении от береговой линии, образуется бризовый фронт, в котором развиваются кучевые и кучево-дождевые облака. Он хорошо заметен на космических

изображениях облачного покрова и указывает на глубину проникновения морского бриза на сушу. В тропиках глубина проникновения достигает 100 км, в отдельных случаях — 300 км от береговой линии, в умеренных широтах — 20–50 км. Пример распределения облачности вблизи побережья при морском бризе приведен на рис. 3.4.7. Вдоль берега Индийского океана над сушей отчетливо заметна свободная от облаков полоса, ширина которой изменяется от 70 до 100 км. Она ограничена узкой зоной, в которой кучевые облака хорошо развиты, в отличие от континента. Полоса кучевой облачности указывает на глубину проникновения морского бриза на сушу и положение бризового фронта. Мощность морского бриза по вертикали составляет 100–1000 м, в тропиках она больше, чем в умеренных широтах, мощность возвратного течения, расположенного над морским бризом, 500–3000 м. Время появления морского бриза зависит от конкретного географического района и времени года. Дневные (морские) бризы образуются в период от 8 до 12 ч местного времени, их затухание происходит вечером — от 19 до 21 ч местного времени. Явление берегового (ночного) бриза состоит в образовании прямой термической циркуляции, в которой над холодной поверхностью суши появляются нисходящие движения воздуха, а над более теплой водной поверхностью — восходящие, в приземном слое возникает поток с суши на море, а на некоторой высоте появляется компенсационный поток с моря на сушу. Береговые бризы выражены не так хорошо, как морские. Они уступают морским бризам по силе ветра и вертикальной мощности.

Механизм циркуляции. В утренние часы под действием солнечной радиации происходит более интенсивное нагревание поверхности суши, чем воды, появляется контраст температуры в приземном слое воздуха, расположенном над сушей и морем. Под действием турбулентного обмена и мелкомасштабной конвекции тепло над сушей переносится в более высокие слои атмосферы и создается горизонтальное распределение температуры (рис. 3.4.8). Оно аналогично случаю естественной конвекции в сосудах, боковые стенки которых находятся при разных температурах. Отличие ситуации в атмосфере состоит в том, что боковые стенки проницаемы, а температурные контрасты постепенно исчезают с высотой.

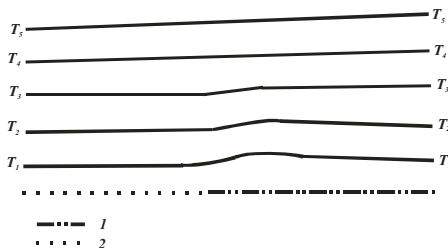


Рис. 3.4.8. Распределение температуры, приводящее к появлению морского бриза: 1 — море, 2 — суша

Известно, что в слое жидкости, заключенном между двумя боковыми стенками с разной температурой, конвективные течения появляются при достижении некоторого критического числа Грасгофа (или Рэлея), как в случае конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу. Однако в числе Грасгофа под ΔT подразумевается перепад температуры между боковыми стенками, L — расстояние между ними:

$$Gr = agL^3 \frac{\Delta T}{\nu^2}.$$

Как и в случае конвекции Рэлея — Бенера, критическое значение числа Грасгофа, при котором возникают конвективные течения, зависит от граничных условий. При затухании пульсаций скорости и температуры на боковых границах, что свойственно бризовой циркуляции, $Gr_{кр} = 5000$. Это значит, что при характерном для нижнего слоя атмосферы коэффициенте турбулентной диффузии $\nu = 30 \text{ м}^2/\text{с}$ и начальном горизонтальном размере бризовой ячейки порядка 1 км для возникновения неустойчивости и появления циркуляции необходим перепад температуры $\Delta T = 0,15 \text{ К}$ на расстоянии 1 км. С течением времени, по мере усиления контраста температуры между сушей и морем, увеличиваются горизонтальные и вертикальные размеры бризовой ячейки. Схематическое распределение циркуляции и отклонений температуры от среднего значения в бризовой ячейке представлено на рис. 3.4.9.

Возникновение циркуляции обусловлено подъемом воздуха вдоль теплой стенки и опусканием его вдоль холодной. В случае сплошной среды в верхней части области возникает поток от теплой стенки к холодной, а в нижней части — наоборот. Как в случае конвекции в горизонтальном слое, подогреваемом снизу, в системе бризовой циркуляции реализуется механизм, обеспечивающий более интенсивный тепло- и массообмен, способствующий выравниванию

интегральных контрастов температуры (плотности), которые существовали бы в режиме турбулентного обмена. Выравнивание интегральных контрастов (осредненных по всей области) не означает отсутствия локальных в системе бризовой циркуляции.

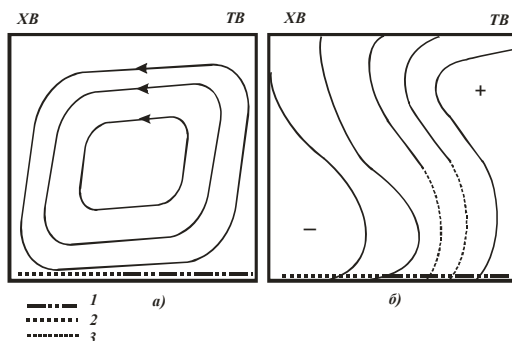


Рис. 3.4.9. Схема циркуляции (а) и деформации поля температуры (б) в морском бризе. Знаком минус указана область низкой температуры, а знаком плюс — область высокой температуры: 1 — море, 2 — суша, 3 — зона образования бризового фронта

Для циркуляционных ячеек, возникающих в результате естественной конвекции, характерна область сгущения изотерм, образующихся между очагами тепла и холода. В условиях атмосферы вследствие трения вблизи поверхности зона сгущения хорошо выражена в нижней части циркуляционной ячейки (рис. 3.4.9, б). Ее наличие в системе естественной конвекции объясняет появление бризового фронта. У поверхности Земли он указывает границу проникновения на сушу морского бриза. Поскольку передняя граница бризового фронта совпадает с участком восходящих течений, на ней создаются условия, благоприятные для образования конвективных облаков и осадков. Положение бризового фронта бывает хорошо заметно на снимках облачного покрова (рис. 3.4.7). Береговой бриз имеет такой же механизм образования, как и морской, отличие состоит в том, что охлаждение земной поверхности вследствие излучения в ночные часы не распространяется в атмосферу так эффективно, как нагревание в дневные часы, поэтому температурные перепады образуются в более тонком слое атмосферы и бризовая циркуляция оказывается менее интенсивной. Механизм образования бризов можно объяснить возникновением бароклинной неустойчивости в идеальной (невязкой) жидкости, движущей силой которой является горизонтальный перепад

температуры, однако необходим учет вязкости в задачах естественной конвекции.

Влияние рельефа на циркуляцию. Интенсивный воздушный поток с моря на сушу или с суши на море полностью подавляет бризовую циркуляцию, поскольку при интенсивной адвекции воздушных масс исчезает устойчивый температурный перепад в прибрежной зоне, являющийся источником бризовой циркуляции. При слабом и умеренном ветре ($V < 6$ м/с) воздействие крупномасштабного потока на бризовую циркуляцию зависит от направления. При ветре, направленном от более холодной к более теплой поверхности, ослабевают температурные контрасты в прибрежной зоне, и бриз становится менее интенсивным. При ветре, направленном от теплой поверхности к холодной, происходит усиление температурных контрастов, особенно в зоне бризового фронта. Это приводит к образованию на фронте более интенсивной конвекции. Интенсивная часть бризового фронта имеет обычно ширину 100–250 м, где отмечаются повышенная турбулентность и вертикальные скорости до 1–2 м/с. На интенсивных бризовых фронтах образуются кучево-дождевые облака, выпадают ливневые осадки и отмечаются грозы. Крупномасштабный воздушный поток, ориентированный параллельно береговой линии, не оказывает влияния на интенсивность бризовой циркуляции, но способствует образованию спиралевидной циркуляции, при которой воздушные частицы движутся не по нормали к береговой линии, а под некоторым углом. На бризовую циркуляцию оказывают влияние характер береговой линии и рельеф местности. Когда береговая линия состоит из серии заливов и мысов, бризовая циркуляция становится неоднородной. При морском бризе (рис. 3.4.10) в зоне мысов создается конвергенция воздушных потоков, а в районе бухт и заливов — дивергенция воздушных потоков в приземном слое воздуха, что приводит к обострению над мысами бризовых фронтов, а над бухтами и заливами — к ослаблению. Этот эффект заметен в распределении облачного покрова.

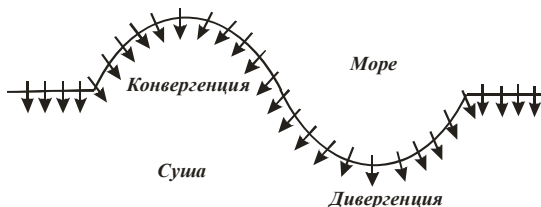


Рис. 3.4.10. Схема морского бриза вдоль побережья

Кривизна береговой линии бывает связана с топографической неоднородностью рельефа, за береговой линией в заливах следуют пониженные участки суши, а мысы являются возвышенными. Таким образом, над мысами бризовая циркуляция дополнительно усиливается эффектами склонов. Это приводит к тому, что в прибрежной зоне мысов погода оказывается в дневные часы более облачной, чем в прибрежной зоне заливов или бухт. При береговом бризе (рис. 3.4.11) в районе мысов над прибрежной зоной моря создается зона дивергенции, а в прибрежной зоне заливов — зона конвергенции потоков в приземном слое воздуха.

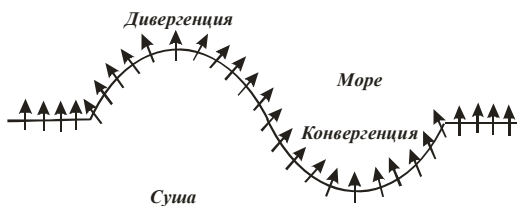


Рис. 3.4.11. Схема берегового бриза вдоль побережья

Это приводит к тому, что в ночное время бризовый фронт обостряется над заливами, где происходит образование облаков.

Глава 4. АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

4.1. Ионизация и электрические токи в атмосфере, ионосфера

Введение. *Электрическое поле атмосферы.* Часть молекул атмосферных газов и частиц атмосферного аэрозоля — капель, пыли, кристаллов — несет электрические заряды. Эти заряженные частички называются ионами. Молекулы воздуха заряжаются вследствие потери электрона или присоединения свободного электрона. К заряженной молекуле присоединяются другие молекулы, в которых происходит путем индукции разделение зарядов. Так возникает электрически заряженный комплекс молекул, называемый легким ионом. Заряженные молекулы могут также присоединяться к ядрам конденсации или пылинкам, взвешенным в воздухе, вследствие чего возникают более крупные тяжелые ионы с массами в тысячи раз большими, чем у легких ионов. Содержание легких ионов у земной поверхности в несколько сотен раз меньше, чем тяжелых. Капельки и кристаллы облаков и осадков, возникая на ионах как на ядрах конденсации, также могут стать носителями электрических зарядов. Заряды капелек и кристаллов гораздо больше, чем заряды ионов. С высотой содержание ионов увеличивается, особенно в слоях выше 80–100 км. Ионы являются здесь в основном заряженными атомами кислорода, гелия и водорода. В слоях от 100 до 200 км преобладают молекулярные ионы окиси азота (NO). Кроме того, значительная часть ионов в высоких слоях представляет собой свободные электроны. Содержание ионов измеряется миллионами на 1 м^3 воздуха. Ионы в атмосфере постоянно перемещаются. Именно благодаря этому атмосфера обладает электропроводностью, малой — в нижних слоях, значительной — в высоких. В атмосфере всегда существуют подвижные электрические заряды, связанные с ионами, а также с элементами облаков и осадков. Заряды эти — обоих знаков, но преобладают положительные, поэтому суммарный заряд атмосферы — положительный. Сама земная поверхность также обладает электрическим зарядом, притом в сумме отрицательным. В результате атмосфера обладает электростатическим полем, в каждой точке которого есть то или иное значение потенциала. Это значит, что электрический заряд, помещенный в любой точке атмосферы, будет испытывать силу, действующую на него в направлении, нормальном к поверхности равного потенциала, проходящей через эту точку. Эту силу на единицу положительного электрического заряда называют напряженностью атмосферно-электрического поля. Она направлена

при отсутствии облаков сверху вниз и измеряется изменением потенциала поля на единицу расстояния (В/м). В приземном слое атмосферы напряженность поля, в среднем для всего земного шара, около 100 В/м. В промышленных районах с сильно загрязненным воздухом она значительно больше. С высотой напряженность поля уменьшается. На высоте 10 км она всего около 5 В/м. Выше 20 км напряженность поля очень мала, а проводимость воздуха в этих слоях достаточна для выравнивания разностей потенциала. Напряженность электрического поля атмосферы испытывает изменения в суточном и годовом ходе, а также очень большие возмущения, связанные с развитием облаков. В общем, перенос электричества должен происходить от положительно заряженной атмосферы к отрицательно заряженной земной поверхности.

В грозовых облаках происходят сильная электризация облачных элементов и разделение положительных и отрицательных зарядов по отдельным частям облака. Вследствие этого в облаках, а также между облаками и землей возникают огромные разности потенциалов, при которых напряженность поля доходит до десятков тысяч вольт на метр. При этом в атмосфере возникают не только положительные, но и отрицательные заряды, индуцирующие положительный заряд на земной поверхности. Напряженность поля между облаком и землей может даже изменить свое направление, получить направление вверх. В связи с указанными огромными разностями потенциалов в атмосфере возникают искровые электрические разряды — молнии как в облаках, так и между облаками и землей. При напряженности поля, направленной вверх, молнии могут переносить к земной поверхности очень большие отрицательные заряды, которые и компенсируют потерю отрицательного заряда земной поверхностью в спокойную погоду.

Ионизация атмосферы. В атмосфере всегда присутствуют подвижные электрические заряды, связанные с наличием ионов, заряженных облачных элементов и аэрозолей, что приводит к рассеянию изолированных от земной поверхности зарядов. Например, с этим явлением связаны потери энергии с воздушных проводов высоковольтных линий. Первые эксперименты по изучению атмосферного электричества проводили еще М.В. Ломоносов и Б. Франклин, но и в настоящее время актуальны проблемы, вызванные природой атмосферного электричества. Ионы образуются в атмосфере под влиянием внешних воздействий, при отрыве от нейтральных молекул электронов. Остающиеся части молекул, потерявшие электрон, образуют положительные ионы. Свободные электроны,

присоединяясь к нейтральным молекулам, образуют с ними отрицательные ионы. Ионы молекулярных размеров в атмосфере существуют недолго, вокруг заряженных молекул группируются другие молекулы. Ионы из 10–15 молекул называются легкими ионами, их радиус порядка 10^{-10} – 10^{-9} м. Легкие ионы, присоединяясь к атмосферным аэрозолям и ядрам конденсации, отдают им свой заряд и образуют тяжелые ионы. Они также несут один элементарный электрический заряд, их радиус составляет 10^{-7} м. Существуют ионы промежуточных размеров — средние радиусом 10^{-8} м и ультратяжелые — 10^{-5} м. Ионизаторами являются излучения радиоактивных веществ, содержащихся в земной коре и атмосфере, а также космические лучи. Интенсивность ионизатора характеризуется числом пар ионов, образующихся в единице объема воздуха в секунду при стандартном давлении и температуре. На ионизацию воздуха в нижних слоях атмосферы оказывают влияние радиоактивные газы, попадающие в воздух из земной коры и термальных источников. Наиболее распространенным в атмосфере является радиоактивный газ радон, из трех природных изотопов — радона (Rh222), торона (Rh220) и актинона (Rh219) — наиболее долгоживущим является радон. Период его полураспада 3,84 дня, он переносится на большие расстояния, до высот в несколько километров.

Космические лучи, попадая в верхние слои атмосферы, сильно ионизируют воздух. Первичные космические лучи, приходящие в атмосферу из межпланетного пространства, состоят в основном из протонов. В них присутствует и небольшая доля других частиц, обладающих высокой энергией. Взаимодействуя с воздухом, космические лучи формируют каскады вторичного космического излучения. Космические лучи разрушают молекулы воздуха и низвергают к земной поверхности поток их фрагментов, что приводит к значительной ионизации атмосферы до земной поверхности. В атмосфере ионы также образуются под влиянием грозových разрядов, при горении, распылении воды. Определенную роль в образовании ионов играет трение, имеющее место при столкновениях частиц между собой и с земной поверхностью, те, у которых диэлектрическая постоянная больше, приобретают положительный заряд, а если меньше — отрицательный. Таким образом появляются заряженные частицы при пыльных и песчаных бурях, метелях, пожарах. Облачные элементы, возникая на заряженных ядрах конденсации — тяжелых и сверхтяжелых ионах, путем присоединения электрических зарядов или генерируя их при фазовых переходах, могут иметь заряд, на несколько порядков превышающий элементарный. Под влиянием электрических

сил, находясь во внешнем электрическом поле, ионы перемещаются вдоль его силовых линий со скоростью c . Скорость c зависит от напряженности поля E , его массы, структуры молекул, а также от давления и температуры воздуха. Характеристикой перемещения ионов в электрическом поле является их подвижность K :

$$K = \frac{c}{E}. \quad (4.1.1)$$

Подвижность ионов есть скорость их перемещения в поле единичной напряженности (В/м). Так как подвижность ионов изменяется с высотой, учитывается их зависимость от температуры и давления, определим подвижность ионов при заданных условиях T и p с использованием стандартных T_0, p_0 :

$$K(T, p) = K(T_0, p_0) \frac{p_0 T}{p T_0}. \quad (4.1.2)$$

Для молекулярных ионов Ланжевен предложил связь подвижности ионов с длиной свободного пробега молекул l

$$K = a \frac{e l}{m v}, \quad (4.1.3)$$

где a — коэффициент от 0,5 до 1,0, e — заряд иона, m — его масса, v — скорость теплового движения иона, направление перемещения ионов зависит от знака их полярности. В табл. 4.1.1 приведены средние размеры и подвижность ионов в атмосфере при стандартном давлении p_0 и температуре T_0 . Средние ионы разделены на две группы: средние легкие и средние большие, деление на группы встречающихся в атмосфере ионов естественного происхождения условно, так как их размеры и подвижность меняются.

Число ионов в атмосфере, несмотря на непрерывное действие ионизатора, не может увеличиваться беспредельно, часть их теряется и количество в единице объема воздуха приближается к постоянному значению. Устанавливается почти стационарный режим, когда число вновь образовавшихся ионов оказывается равным числу исчезающих. Причиной исчезновения ионов является процесс воссоединения попарно ионов противоположных знаков, их рекомбинация. Каждый ион имеет только один элементарный заряд, объединение положительно и отрицательно заряженных ионов ведет к образованию нейтрального комплекса. Ионы, воссоединяясь с крупными частицами, облачными элементами, нейтральными или заряженными аэрозолями, прекращают свое существование. Время существования ионов в атмосфере характеризуется средней продолжительностью жизни иона, это интервал времени между его образованием и исчезновением. Средняя продолжительность жизни иона зависит от содержания в

атмосфере аэрозолей и меняется от 30 с для запыленного воздуха до 1000 с для очень чистой атмосферы. Средняя концентрация легких ионов в приземном слое атмосферы меняется от 107 м^{-3} в крупных городах и промышленных центрах до 105 м^{-3} над океанами.

Таблица 4.1.1

Ионы, их размеры и подвижность

Ионы	Радиус, м	Подвижность, $\text{м}^2/(\text{с}\cdot\text{В})$
Легкие малые	$< 6,6 \cdot 10^{-10}$	$> 10^{-4}$
Легкие средние	$6,6 \cdot 10^{-10} - 8,0 \cdot 10^{-10}$	$10^{-4} - 10^{-6}$
Средние большие	$8,0 \cdot 10^{-10} - 2,5 \cdot 10^{-8}$	$10^{-6} - 10^{-7}$
Ионы Ланжевена	$2,5 \cdot 10^{-8} - 5,7 \cdot 10^{-8}$	$10^{-7} - 2,5 \cdot 10^{-8}$
Ультратяжелые	$> 5,7 \cdot 10^{-8}$	$< 2,5 \cdot 10^{-8}$

Электропроводность атмосферы. В атмосферном воздухе электропроводность возникает при ионизации содержащихся в нем газов. Плотность электрического тока, или отношение силы тока к единичной площади нормального к его направлению сечения, определяется концентрацией ионов—носителей зарядов и их подвижностью. Вследствие неравномерности концентрации ионов закон Ома для атмосферной проводимости неприменим. В газовой среде проводимость бывает двух видов — несамостоятельная и самостоятельная. Несамостоятельная проводимость имеет место, когда газ находится под воздействием внешнего ионизатора. Такова проводимость в безоблачной атмосфере. Самостоятельная проводимость возникает в атмосфере под воздействием очень больших объемных зарядов и реализуется в виде искровых (молнии), кистевых (огни святого Эльма) и коронных разрядов. При обычном состоянии атмосферы имеет место несамостоятельная проводимость. При небольших напряжениях плотность тока в разряде пропорциональна напряженности электрического поля E :

$$i = en_0(k_+ + k_-)E, \quad (4.1.4)$$

где k_+ , k_- — подвижность положительных и отрицательных ионов, n_0 — число пар электронов и одновалентных положительных ионов в единице объема, e — заряд электрона. Подвижность ионов в атмосфере от земной поверхности до высот, где давление менее 1 гПа, обратно пропорциональна давлению. При дальнейшем увеличении напряженности поля E линейная зависимость силы тока от напряженности нарушается, так как убывает концентрация ионов—носителей заряда и наступает состояние насыщения (E_n), максимальная сила тока i_n соответствует току насыщения, когда все

ионы, возникающие при фактической степени ионизации, реализуются:

$$i_n = eN_0, \quad (4.1.5)$$

где N_0 — максимальное число одновалентных пар ионов, образующихся в единице объема газа в процессе ионизации. При достижении больших уровней напряженности электрического поля (E_p) в газовой среде, после реализации ионной проводимости, развивается самостоятельный разряд (например, искровой).

Ионосфера. Проводимость атмосферы увеличивается при удалении от земной поверхности, что установлено по данным измерений радиозондов, аэростатов, самолетов-лабораторий, геофизических ракет, метеорологических спутников, радиоимпульсного зондирования ионосферы, из наблюдений полярных сияний и магнитных бурь. Электропроводность атмосферы увеличивается с высотой вследствие возрастания корпускулярного, рентгеновского и жесткого ультрафиолетового излучения Солнца, существуют суточный ход и широтная изменчивость характеристик ионосферы. Существенное увеличение числа ионов в единичном объеме воздуха происходит при большом падении плотности атмосферных газов и ведет к тому, что на некоторой высоте практически все газы состоят из ионов образуя плазму. Ионосферная плазма представляет собой ионизированный газ, в котором концентрация электронов равна примерно концентрации положительных ионов, следовательно, ионосфера квазилинейна. Она не содержит объемного электрического заряда, но обладает большой электропроводностью, приближающейся к электропроводности металлов. Квазинейтральность электронно-ионной плазмы обусловлена тем, что в ней при разрушении нейтральных молекул все ионы образуются попарно, а положительные и отрицательные ионизированные слои воздуха формируют ионосферу.

Нижняя граница ионосферы находится на высотах около 60 км, где содержится более 10^8 электронов в 1 м^3 . По характеру распределения концентрации ионов в атмосфере выделяются слои D , E , F_1 F_2 . Область D располагается на высотах 60–90 км, в ней днем концентрация ионов — 10^8 – 10^{10} м^3 . В области E , расположенной на высотах 100–160 км, в дневное время концентрация электронов — около 10^{11} м^3 . Область F простирается от 180 до 300 км. Днем концентрация ионов около 10^{12} м^3 , а ночью — на порядок меньше. Область F делят на две подобласти — F_1 и F_2 , максимум концентрации заряженных частиц в ионосфере приходится на область F_2 . Выше

концентрация ионов уменьшается вследствие падения плотности полностью ионизированных атмосферных газов.

Ионосфера изменчива во времени, в ней образуются и существуют области, называемые спорадическими слоями, возникают так называемые ионосферные облака. Размеры ионосферных облаков составляют сотни метров, а время существования — от нескольких часов до суток. Отклонения от нормального состояния ионосферы наблюдаются во время ее возмущений, получивших название ионосферных бурь, они проявляются в нарушениях коротковолновой радиосвязи. Возмущения в ионосфере происходят вследствие неравномерности потока жесткого излучения Солнца, достигающего Земли.

Высокая электропроводность ионосферы ведет к тому, что входящие в нее радиоволны испытывают преломление и отражение. Радиолуч, входящий в ионосферу из нижележащих слоев атмосферы строго вертикально, будет отражаться от ионосферных слоев и поглощаться ими. Возрастающая электропроводность с высотой в атмосфере приводит к тому, что траектории радиолучей, входящих в ионосферу под углом, будут искривляться тем больше, чем больше в ней концентрация электронов. Знак радиуса кривизны радиолучей совпадает со знаком радиуса кривизны земной поверхности, что позволяет устанавливать на коротких длинах волн дальнюю радиосвязь.

Электрическое поле атмосферы. Электрическое поле формируется электрическими зарядами, в атмосфере существующие электрические поля являются статическими при безоблачном небе и квазистатическими при наличии облаков, обладающих значительными объемными зарядами. Допущение о квазистатичности полей справедливо для всех проявлений атмосферного электричества, исходя из оценок времени развития процессов, за исключением случаев самостоятельных и самостоятельных разрядов. При рассмотрении процессов электризации, появления электрических зарядов различных знаков в атмосфере необходимо помнить, что электрические заряды разных знаков не могут возникать и исчезать, а могут лишь разделяться в пространстве. Положительная электризация одних участков атмосферы, земной поверхности под облаком или какой-то области внутри грозового облака ведет к отрицательной электризации других. Элементарным процессом электрических явлений вообще, а в атмосфере и на земной поверхности в частности является процесс поляризации, обусловленный пространственным разделением зарядов противоположных знаков, распределенных при обычных условиях во

всех точках пространства равномерно. Характеристикой электрического поля является его напряженность E . Напряженность электрического поля можно представить в любой точке пространства в зависимости от градиента потенциала с компонентами

$$E_x = -\frac{\partial U}{\partial x} ; E_y = -\frac{\partial U}{\partial y} ; E_z = -\frac{\partial U}{\partial z} , \quad (4.1.6)$$

таким образом

$$E = -\text{grad}U. \quad (4.1.7)$$

Плотность объемного заряда в атмосфере

$$\rho = e\varepsilon_0 \left(\frac{\partial E_x}{\partial x} + \frac{\partial E_y}{\partial y} + \frac{\partial E_z}{\partial z} \right), \quad (4.1.8)$$

где e – диэлектрическая проницаемость воздуха, $\varepsilon_0 = 8,8542 \cdot 10^{-12}$ Ф/м – электрическая постоянная.

$$\frac{\partial E}{\partial z} = -\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = \frac{1}{\varepsilon_0} \rho(z). \quad (4.1.9)$$

Если через все точки в пространстве, имеющие одинаковые значения потенциала, провести непрерывные поверхности, то получим уровенные или изопотенциальные поверхности. Считая земную поверхность проводником, имеющим плотность поверхностного заряда σ , имеем

$$E_0 = -\frac{\partial U}{\partial z} = 4\pi\sigma. \quad (4.1.10)$$

Напряженность электрического поля численно равна изменению потенциала на единицу расстояния в направлении нормали к изопотенциальным поверхностям, проведенным в направлении убывания потенциала, напряженность электрических полей измеряется в вольтах на метр (В/м). У земной поверхности напряженность электрического поля колеблется от 50 до 150 В/м, с высотой она убывает, в пограничном слое быстро, а выше медленно. На высотах более 4 км напряженность электрического поля остается примерно постоянной на уровне 10–20 В/м. В течение суток в тропосфере происходят колебания напряженности электрического поля в пределах $\pm 30\%$. По напряженности электрического поля у земной поверхности можно определить некоторый эффективный заряд Земли, он является в целом отрицательным и составляет около 105 Кл. Атмосфера обладает эквивалентным положительным зарядом, но в настоящее время нет объяснения существования подобных зарядов. Известно представление глобальной электрической цепи в виде аналога изолированного шарового конденсатора, предложенное Вильсоном,

роль обкладок в подобном конденсаторе играют земная поверхность и ионосфера. Недостатки таких представлений заключаются в том, что атмосферные слои между земной поверхностью и ионосферой являются проводящими, а в атмосфере постоянно течет электрический ток, стремящийся разрядить конденсатор. Это и произошло бы при отсутствии генерации электрических зарядов на земной поверхности и в ионосфере. Признанной гипотезой является то, что основным источником электрического поля в тропосфере и нижней стратосфере являются грозовые облака, действующие как токовые генераторы.

4.2. Электрическое поле облаков, структура грозового облака

Электричество облаков и осадков. Капли облаков и туманов, как и твердые элементы в них, чаще бывают электрически заряженными, чем нейтральными. Наиболее часто встречаются такие туманы, все капли которых несут заряды одного знака; но примерно в 25% случаев капли заряжены разноименно. Средний заряд капелек в туманах имеет порядок величины от десятков до тысяч элементарных зарядов (элементарным зарядом называют заряд электрона). К условиям в туманах, по-видимому, близки и условия в мелкокапельных облаках, не дающих осадков. В кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли, а также и значительные по размерам кристаллы, возникают особенно сильные электрические заряды. О них можно судить по зарядам выпадающих осадков. Капли ливневого дождя несут заряды в среднем около $304 \cdot 10^{-3}$ абс. эл. ст. ед. Это в 10 миллионов раз больше элементарного заряда. Но наибольшие заряды капель могут быть еще в десятки раз больше этого среднего значения. Твердые элементы облаков и осадков заряжены так же, как капли, или еще сильнее. На земную поверхность чаще выпадают дожди с положительными, чем с отрицательными зарядами. Разделение зарядов в кучево-дождевых облаках, скопление электричества одного знака в одной части облака и другого знака в другой, приводит к огромным значениям напряженности электрического поля атмосферы в облаках и между облаками и землей. Существуют различные теории электризации элементов облаков и осадков и разделения зарядов в облаках. Указываются такие причины, как захват ионов каплями и кристаллами, особенно при выпадении осадков, столкновение крупных и мелких капель, дробление (разбрызгивание) капель, сублимация, дробление и испарение кристаллов, замерзание переохлажденных капель на кристаллах.

Гроза. С кучево-дождевыми облаками и выпадением осадков связано проявление атмосферного электричества, например, многократные электрические разряды в облаках или между облаком и землей. Такие разряды искрового характера называют молниями, а сопровождающие их звуки — громом. Сам процесс, который часто сопровождается и кратковременными усилениями ветра — шквалами, называется грозой. По происхождению грозы делятся на те же типы, что и кучево-дождевые облака, различают внутримассовые и фронтальные грозы. Внутримассовые грозы наблюдаются двух типов: в холодных воздушных массах, перемещающихся на теплую земную поверхность, и над прогретой сушей летом (местные, или тепловые, грозы). В обоих случаях развитие грозы связано с мощным развитием облаков конвекции, а следовательно, с сильной неустойчивостью стратификации атмосферы и с сильными вертикальными перемещениями воздуха. Фронтальные грозы связаны главным образом с холодными фронтами, где теплый воздух вытесняется вверх продвигающимся вперед холодным воздухом. Но летом над сушей они нередко связаны и с теплыми фронтами. Континентальный теплый воздух, поднимающийся летом над поверхностью теплого фронта, может оказаться очень неустойчиво стратифицированным, а потому над поверхностью фронта может возникнуть сильная конвекция.

Продолжительность грозы в каждом отдельном месте 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. Грозы особенно часты над сушей в тропических широтах: здесь есть районы, где в году 100–150 дней и более с грозами. На океанах в этой зоне гроз гораздо меньше, 10–30 дней в году. Тропические циклоны всегда сопровождаются жестокими грозами; однако сами эти возмущения наблюдаются редко. В субтропических широтах, где преобладает высокое давление, гроз гораздо меньше: над сушей 20–50 дней с грозами в году, над морем 5–20 дней. В умеренных широтах 10–30 дней с грозами над сушей и 5–10 дней над морем. В полярных широтах грозы — уже единичное явление. Для возникновения грозы требуются не только большая неустойчивость стратификации и сильная конвекция, но и большая водность облаков, а водность облаков убывает с широтой вследствие убывания температуры. В тропиках и субтропиках грозы чаще всего наблюдаются в дождливый период. В умеренных широтах над сушей наибольшая повторяемость гроз летом, когда сильно развивается конвекция в местных воздушных массах. Зимой грозы над сушей в умеренных широтах очень редки. Но

над океаном грозы, возникающие в холодных воздушных массах, нагреваемых снизу от теплой воды, имеют максимум повторяемости зимой.

На крайнем западе Европы (Британские острова, побережье Норвегии) зимние грозы также часты. Есть подсчеты, по которым на земном шаре одновременно происходит 1800 гроз, а общее число молний примерно 100 в каждую секунду. В горах грозы наблюдаются чаще, чем на равнинах.

Необходимым условием грозы является возникновение очень больших разностей электрического потенциала в облаках или между облаками, или между облаками и земной поверхностью. Это возможно при сильной электризации облаков. Облачные элементы по тем или иным причинам получают электрические заряды разного знака и происходит разделение этих зарядов: заряды одного знака накапливаются в одной части облака, заряды другого знака — в другой. В кучево-дождевых облаках этот процесс настолько интенсивен, что создаются огромные разности потенциалов. При этом напряженность поля, т. е. разность потенциалов на единицу длины, иногда измеряется сотнями тысяч вольт на каждый метр. Так как электропроводность воздуха вообще очень мала, то быстро возникающие разности потенциалов не могут выравниваться постепенно, путем проводимости. Когда напряженность поля достигает некоторого критического значения (порядка 25–50 тыс. в/м и более), разности потенциалов выравниваются посредством искровых разрядов — молний — между разноименно заряженными облаками, частями облаков или между облаком и землей. На пути в несколько километров (длина молнии) разность потенциалов может достигать сотен миллионов вольт, а сила тока в молнии будет порядка десятков тысяч ампер.

Молния состоит из нескольких, иногда многих последовательных разрядов — импульсов — по одному и тому же пути, называемому каналом молнии. Этот канал извилистый и разветвленный, потому что разряды происходят по пути наименьшего электрического сопротивления в атмосфере, а стало быть, по такому пути, где плотность атмосферных ионов особенно велика. Канал молнии виден потому, что воздух в нем раскаляется до ослепительного розово-фиолетового свечения. Температура в канале достигает 25000–30000°. Интервалы между отдельными импульсами — порядка 0,05 с, а продолжительность всей молнии составляет десятые доли секунды.

Каждый разряд начинается с лидера, предварительного разряда, который как бы прокладывает канал молнии, увеличивая в нем

плотность ионов и повышая его проводимость. Этот процесс происходит по типу электронной лавины. Относительно небольшое сначала число свободных электронов, распространяясь от облака (или соответствующей его части с большим отрицательным зарядом), ионизирует на своем пути молекулы воздуха. Вследствие этого создаются все новые свободные электроны, в свою очередь увеличивающие ионизацию канала. Сразу же после того, как канал проложен, по нему происходит сильный главный разряд. Повторные разряды бывают слабее.

При разрядах между облаками и землей (40% молний) к земле переносится преимущественно отрицательное электричество. Причина в том, что в нижней части грозового облака обычно накапливаются отрицательные заряды, а земная поверхность под облаком заряжается при этом положительно путем индукции. При грозовом разряде происходит, таким образом, пополнение общего отрицательного заряда земной поверхности. Быстрое и сильное нагревание и, следовательно, быстрое расширение воздуха в канале молнии производит 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 и гром) носит название зарниц.

Шаровая молния. Огни Святого Эльма. Шаровая молния — это светящийся шар диаметром в десятки сантиметров, перемещающийся вместе с ветром или вообще с током воздуха (если попадает внутрь помещения). При соприкосновении с наземными предметами он может взорваться, что сопровождается разрушениями и ожогами; бывают и человеческие жертвы. Имеется много пока гипотетических объяснений шаровой молнии. Возможно, что она возникает в раскаленном воздухе канала обычной молнии и состоит из неустойчивых соединений азота и кислорода, образование которых сопровождается поглощением большого количества тепла. При охлаждении до некоторой критической температуры вещество шаровой молнии мгновенно распадается на азот и кислород с выделением всей поглощенной энергии, что и создает взрыв. При наличии достаточно больших разностей потенциалов в атмосфере, кроме искровых разрядов, наблюдается истечение электричества с остроконечных предметов (с острив), которое иногда сопровождается свечением. Эти тихие (или сопровождающиеся слабым треском) разряды называют огнями Святого Эльма. Они могут наблюдаться и в отсутствие грозовых

облаков, особенно при метелях и пыльных бурях, наиболее часто в горах. Объясняются они следующим образом. Если напряженность поля велика, то над выдающимися и остроконечными предметами она может стать еще значительно большей. Тогда непосредственно возле остриев могут создаваться такие значения напряженности, которые приближаются к критическому. Воздух в непосредственной близости к остриям становится проводящим, и с остриев происходит заметное истечение электричества. При особенно сильной напряженности это истечение становится видимым, как светящиеся нити, кистями расходящиеся от острия вверх (кистевые разряды). Истечение электричества с остриев также играет роль в сохранении отрицательного заряда Земли. Наблюдения показывают, что в результате истечения земная поверхность чаще отдает положительные заряды.

Электрическое поле облаков. Деление электрических зарядов в атмосфере происходит сначала на микроуровне, а затем — под влиянием макропроцессов. Если облачные элементы, приобретающие, например, положительный заряд, существенно отличаются от облачных частиц с отрицательным зарядом, то они под влиянием силы тяжести удаляются от частиц с отрицательным зарядом и происходит макрополяризация облака. Макрополяризация приводит к образованию в атмосфере больших объемных зарядов различного знака, что проявляется при грозах. Разделение электрических зарядов на микроуровне происходит по причине внешних и внутренних воздействий. Внешними воздействиями являются космическое излучение, жесткая солнечная радиация, продукты распада радионуклидов, внутренними воздействиями на поляризацию облачных элементов являются дробление водяных капель, снежинок и трение при столкновениях кристаллов, пылинок.

Гипотеза для объяснения электризации облачных элементов, появления в атмосфере, облаках, электрического поля и электрических токов предложена Я.И. Френкелем в середине XX в., где ионизированная облачная атмосфера отождествлялась с коллоидальным раствором электролитов. Капельно-жидкие, смешанные или ледяные облака, их облачные частицы, взвешенные в ионизированном воздухе, подобны коллоидам. Рассматривая облачный воздух как аэрозоль (коллоидную систему), где в газообразной среде диспергированы частички твердых или жидких веществ, следует ожидать, что образующие его частицы электризуются, захватывая из воздуха ионы. Под влиянием силы тяжести эти частицы создают совместно с ионами противоположного знака электрическое поле.

Облачные элементы электризуются до определенного потенциала, называется электрокинетическим потенциалом ξ , составляющим десятые доли вольта. Электрический заряд различных частиц прямо пропорционален их линейным размерам

$$Q = -\xi r, \quad (4.2.1)$$

где r — радиус частицы. Электрическое поле, возникающее при падении капель, можно рассчитать, если поле E вызывает ток проводимости, который компенсируется конвективным током, возникающим при падении капель. Плотность тока i равна концентрации капель, их зарядам и скорости падения капель относительно воздуха (например, в Сб облаках преобладают интенсивные вертикальные скорости, а в Ns небольшие). Используя формулу Стокса и условия стационарности, когда проводимость i равна плотности конвективного тока, Я.И. Френкель получил формулу связи водности облака W с напряженностью электрического поля E

$$E = \frac{Wg\xi}{6\pi\gamma\lambda}, \quad (4.2.2)$$

где γ — коэффициент вязкости среды, λ — электропроводность атмосферы, равная обратной величине удельного сопротивления R

$$\lambda = \frac{1}{R}. \quad (4.2.3)$$

Таблица 4.2.1

Водность и напряженность электрического поля кучевых облаков

$W, \text{ г/м}^3$	0,09	0,62	1,00	3,62
$E, \text{ В/м}$	1350	9300	15000	50400

В табл. 4.2.1 приведены расчеты напряженности электрического поля, выполненные по водности для капельно-жидких кучевых облаков. Облачные частицы имеют отрицательный заряд, а воздух в облаке — положительный, и под влиянием силы тяжести в нижней части облака формируется отрицательный объемный заряд, а в верхней — положительный. Исследования заряда капель облаков свидетельствуют о том, что капли в облаке имеют заряды различных знаков. Захват водяными каплями отрицательных ионов происходит в нижней атмосфере или при преобладании концентрации положительных ионов над отрицательными. В облаке вследствие приобретения каплями отрицательного заряда происходит формирование значительных положительных зарядов, что ведет к увеличению захвата каплями положительных ионов и уменьшению отрицательного заряда капель. Положительный заряд в верхней части

облака обусловлен как положительным зарядом воздуха, так и положительными зарядами облачных элементов — капель и кристаллов. Для вычисления напряженности электрического поля в случае облака с равномерными восходящими движениями, используя уравнение Пуассона, представим вертикальный градиент потенциала

$$\frac{dE}{dz} = 4\pi\rho, \quad (4.2.4)$$

где ρ — объемная плотность электрического заряда, состоящая из трех компонентов, аномально больших зарядов крупных капель, равновесных зарядов мелких облачных капель и пространственных зарядов ионов воздуха. Равновесные заряды мелких облачных капель формируют сравнительно небольшие плотности объемных зарядов, приводящих к образованию полей с напряженностью менее 10^4 В/м. Увеличение объемного заряда при диффузионных процессах и пространственное разделение зарядов при падении мелких капель происходят очень медленно. Процесс ускоряется при коагуляционном росте заряда, обусловленном падением крупных дождевых капель внутри облака, в тонких слоях облака формируются объемные заряды, которые много больше, чем до появления крупных капель. Пренебрегая вкладом в формирование объемного заряда равновесно заряженных мелких капель и ионов воздуха, плотность объемного заряда в области аномально заряженных крупных дождевых капель можно представить следующим образом:

$$\rho = \sum_k n_k q_k, \quad (4.2.5)$$

где q_k — заряд капли радиусом r_k , суммирование производится по всем размерам аномально заряженных капель в рассматриваемой части облака. Подставляя (4.2.4) в (4.2.5), получаем

$$\frac{dE}{dz} = 4\pi \sum_k n_k q_k. \quad (4.2.6)$$

Выражая изменение напряженности электрического поля через изменения радиуса капель и полагая постоянными для небольших промежутков времени удельные заряды облачных капель Q и водность облака W , Н.С. Шишкин получил следующее выражение:

$$\frac{dE}{dz} = 96\pi^2 \frac{\gamma}{\rho g} \frac{NQ}{W} r, \quad (4.2.7)$$

где $N = n(v - w)$ — число дождевых капель, падающих через единичную площадь горизонтального сечения облака в единицу времени, v — скорость падения капли радиусом r , w — скорость восходящих

движений в облаке. Интегрируя (4.2.7) для напряженности электрического поля в облаке, имеем

$$E = 48\pi^2 \frac{\gamma}{\rho g} \frac{NQ}{W} r. \quad (4.2.8)$$

Напряженность электрического поля, формирующаяся аномально заряженными каплями, пропорциональна их числу, удельному заряду и квадрату радиуса. Численные оценки показывают, что при радиусе капель около 1 мм, $W = 10^{-3}$ кг/м³ и $N = 2 \cdot 10^3$ м²/с, напряженность электрического поля достигает пробивных значений, превышая $3 \cdot 10^6$ В/м. Подобные капли образуются на высоте более 2 км при восходящих потоках со скоростями, превышающими 1 м/с.

4.3. Возникновение молний

Когда напряженность электрического поля достигает уровня пробоя E_p , происходит самостоятельный разряд, он развивается за счет поддержания ударной ионизации в газовой среде электронами, ускоряемыми электрическим полем. Кинетическая энергия движущихся электронов возрастает под действием сил электрического поля:

$$\frac{mv^2}{2} = eEl, \quad (4.3.1)$$

здесь v — скорость электрона, m — масса, e — заряд, l — длина свободного пробега. Если кинетическая энергия электрона (4.3.1) достигнет или превысит энергию ионизации молекулы, с которой он сталкивается, образуется еще один электрон и положительный ион. Первый электрон при соударении теряет часть энергии, расходуя его на ионизацию, но при достаточной напряженности электрического поля E_p оба электрона набирают достаточную скорость, образуют уже каждый по паре ионов, происходит образование электронных и ионных лавин. Для развития самостоятельного разряда образование электронных и ионных лавин является необходимым, но недостаточным условием. Необходимо существование больших объемных зарядов различных знаков, каковые имеются в грозовых облаках, а также формируются при пыльных бурях, сильных снегопадах с метелями, в облаках вулканического пепла. На земной поверхности и предметах, являющихся проводниками, плотность электрического заряда различна, так как электрическое поле в атмосфере неоднородно. Максимальная плотность заряда формируется при росте напряжения на острие проводника, затем достигается

значение напряженности, соответствующее пробой диэлектрика. Около острия происходит неполный пробой газа, образуются электронные и ионные лавины, возникает свечение газа, напоминающее корону, оно называется коронным разрядом. Он возникает под действием большой напряженности атмосферных электрических полей, наблюдается на столбах и мачтах, верхушках деревьев, около проводов высоковольтных линий, моряки называли его огнями Святого Эльма. Коронные разряды происходят бесшумно, но иногда сопровождаются слабым треском, такие разряды относятся к тихим.

Когда напряжение увеличивается, то на месте короны образуются более мощные электронные и ионные лавины и коронный разряд переходит в кистевой. При дальнейшем увеличении напряженности электрического поля ветви кистевого разряда начинают расти, становятся длиннее и когда достигают объемного заряда противоположного знака, происходит искровой разряд — пробой газовой среды, или короткое замыкание, затем напряженность падает и искра исчезает. Если объемные заряды при прохождении первого искрового разряда не нейтрализуются, происходит повторный разряд по прежнему каналу искрового разряда, т.е. канал сильно ионизирован первым разрядом. Например, линейная молния в атмосфере (при грозе), являющаяся искровым разрядом, может проходить по одному пути несколько раз. Первый искровой разряд в атмосфере, происходящий между грозовым облаком и землей и между отдельными облаками или их разноименно заряженными частями, называется лидером. Лидер меньше основного разряда, развивается за большой промежуток времени, прокладывая путь основному разряду (практически невидим). Одновременно со вспышкой искрового разряда во время сильной грозы слышен слабый треск, затем через несколько секунд раздается гром, треск издает лидер, опережающий молнию. Лидер развивается в направлении максимальной электропроводности ионизированного воздуха, что объясняет ветвистость искровых молниевых разрядов.

Разряды продолжаются в течение нескольких микросекунд, сила тока в молниях достигает $5 \cdot 10^5$ А, а напряжение — $3 \cdot 10^6 - 10^8$ В/м. Длина искровых разрядов при линейных молниях меняется от сотен метров до нескольких километров. Вследствие локальной электропроводности в атмосфере лидер отыскивает путь распространения разрядной искры, постепенно распространяясь в ионизированной атмосфере, прокладывает путь для значительных объемных зарядов в виде искровых, т.е. молний. Атмосферная

проводимость не подчиняется закону Ома, так как в пространстве она неоднородна. При однородной проводимости искровой разряд проходит по прямой, перпендикулярной к изопотенциальным поверхностям, как кратчайшему расстоянию между объемными зарядами различных знаков. Такие линейные молнии можно наблюдать при разрядах между нижней границей грозовых облаков и землей при небольших расстояниях от земли до нижней границы облака (менее километра) и в горах между облаком и склонами.

Путь разряда (молниевый канал) имеет диаметр 0,1–0,4 м, продолжительность разряда составляет микросекунды, линейная молния воспринимается зрением человека как единый искровой разряд, но по данным специальных съемок включает 3–10 импульсов. Прохождение по молниевому каналу тока большой силы 10^4 – 10^5 А в течение нескольких микросекунд вызывает разогрев его до тысяч градусов, в молниевом канале возрастает давление, возникает ударная волна — гром. Первый гром — это звуковые волны наибольшей мощности от части взрывоподобно расширяющегося молниевых канала, затем доходят акустические волны от его более удаленных участков, что воспринимается как непрерывный, немного ослабевающий вследствие ослабления мощности акустических волн в атмосфере треск, по его продолжительности (зная параметры состояния атмосферы) можно оценить длину искрового разряда одиночной молнии. Далее следуют громовые раскаты, обусловленные отражением акустических волн от земной поверхности, облаков, температурных неоднородностей в атмосфере.

Молниевый канал, представляющий плазму при температуре несколько тысяч градусов, излучает радиоволны в большом диапазоне частот, так называемые атмосферерики. Радиоизлучения молниевых разрядов открывают возможности изучения гроз и описания процессов, происходящих при их формировании и развитии. Кроме линейной молнии в грозовых облаках наблюдаются плоские молнии, они представляют собой эффект одновременного действия большого числа коронных разрядов во внутриоблачной массе, плоская молния не создает акустических эффектов. Значительная часть облака освещается изнутри, вне его происходит вспышка красноватого свечения, ее не следует путать с зарницами — отсветами других молний.

Разновидностями молний являются четочная и шаровая, четочная молния состоит из нескольких шаров небольшого диаметра вдоль разрядного канала. Расстояние между шарами равно их диаметру, длительность четочной молнии 0,5 с. Высказываются гипотезы, что это цепочка кратковременно существующих шаровых

молний или кратковременных коронных разрядов, но ввиду его редкости оно плохо изучено. Шаровая молния наблюдается чаще, чем четочная. В настоящее время создано множество моделей шаровой молнии, но они не охватывают многообразия этого явления. Шаровая молния возникает во время интенсивных гроз с мощными искровыми разрядами, имеет вид светящегося шара, перемещающегося в воздухе, по поверхности предметов. Диаметр шаровых молний у земной поверхности составляет 10–20 см и более.

Эффективным способом защиты различных сооружений от ударов молнии является громоотвод, или (другое название) молниеотвод. Он представляет собой заостренный металлический стержень, который надежно заземлен (до уровня грунтовых вод) кабелем большого сечения. Громоотвод изобретен Б. Франклином в 1753 г. Он считал, что громоотвод притягивает молнии, но обеспечивает безопасное протекание электрического тока. Другое объяснение действия громоотвода состоит в том, что на острие громоотвода плотность заряда максимальна и на нем должен происходить самостоятельный разряд типа коронного, что ведет к уменьшению градиента напряженности электрического поля. Работают оба механизма грозозащиты, так как при напряженности электрического поля, близкой к критической, громоотвод ее уменьшает, но незначительно. При искровых разрядах принимает молнию на себя, отводя ток в Землю. При любой физической интерпретации механизма грозозащиты достоверно то, что стержневой громоотвод защищает от удара линейной молнии, область грозозащиты находится внутри конуса, высота которого (z), радиусом основания (r) является высота острия стержня над земной поверхностью ($z = r$). Такие объекты, как наземные бензиновые и газовые резервуары, могут быть защищены заземленной металлической сеткой, в данном случае электрический ток молниевых разрядов уходит в землю по поверхности клетки, не проникая к защищаемому объекту. На практике применяется одновременная установка стержневых и сеточных защит.

В эпоху зарождения авиации, когда самолеты имели несущие деревянные конструкции и перкалевые (тканые) покрытия, проблемы, связанные с возможностью их поражения молнией, практически не возникали. Такие самолеты летали только в ясную погоду, пилоты ориентировались визуально, в облака не входили, а к Сб и не приближались. С развитием авиации были созданы самолеты с металлическими конструкциями и дюралюминиевой обшивкой, разработаны системы, позволяющие осуществлять слепой полет,

ориентируясь в пространстве по приборам. В специальной литературе приводятся данные о статистике летных происшествий, обусловленных попаданием в самолеты молний. Незадолго до удара молнии на выступающих частях фюзеляжа (концах крыльев, хвосте, радиоантенне) наблюдаются коронные разряды. При пересечении кучево-дождевых облаков молнии попадают в самолеты менее 1% полетов, еще реже при полетах вне облаков. Одно поражение молнией реактивных самолетов приходится в среднем на 10000 летных часов. При ударе молнии в самолет плотность тока оказывается настолько большой, что в обшивке образуются прожоги, а если разряд попадает в крыло, где находятся баки с топливом, самолет загорается, что ведет к летным происшествиям. Самолет, проходя облачность, электризуется и приобретает статический заряд, при его сближении с атмосферным зарядом противоположного знака возникает искровой разряд, молния. Происходит электризация обшивки самолета и в безоблачной атмосфере, для ее уменьшения в конструкции самолета предусмотрены специальные стержневые молниеотводы — проводники с заостренными наконечниками. Безопасности полетов способствует авиационный прогноз погоды.

Меры грозозащиты людей состоят в следующем: нельзя находиться на возвышенных местах, укрываться под одиноко стоящими деревьями, прикасаться к деталям громоотводов, трубам и батареям центрального отопления, в помещении не должно быть сквозняков, чтобы избежать появления шаровой молнии.

4.4. Особенности грозовой деятельности

Развивающееся конвективное облако переходит в грозовую стадию, если его толщина более 4,5 км, а скорость восходящего потока 9 м/с и выше. Для развития конвекции и формирования грозового облака важна влажность воздуха. Увеличение доли пара сопровождается уменьшением плотности воздуха и увеличением силы плавучести, чем выше массовая доля пара, тем больше выделяется тепла при подъеме выше уровня конденсации. Это способствует увеличению разности температур (между поднимающимся объемом воздуха и окружающей средой) и силы плавучести. Содержание пара в воздухе при развитии конвекции повышено, особенно велико в случае образования грозовых облаков, когда массовая доля пара у земной поверхности составляет 9,2, на уровне 850 гПа — 7,0, на 700 гПа — 3,9 %₀₀. Важная характеристика электрического поля — частота разрядов

(N) при грозах, ее среднее значение составляет от 1,5 до 4,4 разряда в 1 мин.

Географические особенности грозовой деятельности. Наблюдается хорошо выраженная зависимость грозовой деятельности от времени года, суток, широты и долготы. Наибольшее число дней с грозой наблюдается на юго-западе Украины и в Молдавии, в горных районах Средней Азии, южной части Восточной Сибири и в Приморском крае. Наибольшая продолжительность гроз (более 200 ч) и равномерное распределение по сезонам отмечается на материках и островах тропической зоны (от 20° с.ш. до 20° ю.ш.). В июне–августе грозовая деятельность чаще наблюдается на материках Северного полушария, в сентябре–ноябре она сокращается, а усиливаются грозы на юге Северной и Южной Америки, Австралии и над океанами. В декабре–феврале на материках Северного полушария гроз не наблюдается, смещается к югу тропический очаг, несколько ослабевает в Южной Америке, усиливаются грозы в Северной Австралии и на Средиземном море. В марте–мае в поясе 40–70° с.ш. продолжительность гроз не превышает 5 ч, но увеличивается продолжительность гроз на юге Азии и Северной Америки.

В течение года на Земле возникает около 8,5-10 разрядов, 270 разрядов в 1 с, в том числе 50 на Землю и 220 между облаками. На материках генерируется в среднем 170, на океанах — 100 разрядов в 1 с. Приведем информацию о повторяемости гроз в зависимости от синооптической обстановки, на долю фронтальных гроз приходится в среднем 55,6%, чаще грозы формируются в областях пониженного давления (циклонах и ложбинах) — 94,8 %. Грозы наблюдаются в 68% случаев в циклоническом барическом поле, в 17% — антициклоническом и 15% — малоградиентном. Грозовые кучево-дождевые облака в большинстве случаев (70%) формируются в сочетании с облаками других форм, например Ns, As, Ci.

Годовой и суточный ход гроз. На европейской части России годовое число гроз на площади 100 тыс. км² изменяется от 35 до 185. В Западной Европе грозовая деятельность более активна — здесь годовое число гроз превышает 400. Максимум грозовой активности отмечается на юге Франции и севере Италии, небольшое число гроз (55) — в Западной Сибири и Средней Азии, северо-восточной части Атлантического океана. В течение года наибольшее число гроз на суше наблюдается весной и летом, а на море — осенью и зимой. В Европе с мая по август возникает 61% гроз, а на европейской части России 78% гроз приходится на летние месяцы. Над Атлантическим океаном 77% гроз образуется с октября по март. На суше в течение

суток чаще грозы возникают днем и вечером, над океаном — равновероятно образование гроз в любую часть суток.

По радиолокационным измерениям в Пермском крае наибольшее число гроз отмечается с мая по август, с максимумом в июне. В течение суток большая часть гроз наблюдается во второй половине дня и вечером при максимуме повторяемости между 15 и 18 ч. На вторую половину суток приходится 79% гроз. Некоторую роль в повышении частоты образования гроз летом и днем играет увеличение градиента температуры вблизи земной поверхности под влиянием притока солнечной радиации, но важной является зависимость влажноадиабатического градиента от температуры и давления воздуха вблизи уровня конденсации и выше него. Вблизи уровня конденсации в первом случае (летом) стратификация уже влажнонеустойчивая, а во втором (зимой) — влажноустойчивая, следовательно, летом возникнут мезомасштабные вертикальные токи, образуется кучево-дождевое облако и гроза, а зимой при той же обстановке — слоистообразная облачность.

Глава 5. ОПТИКА АТМОСФЕРЫ

5.1. Рефракция света в атмосфере и связанные с ней явления

Атмосфера представляет собой мутную, оптически неоднородную среду. Все оптические явления в зависимости от причин образования можно разделить на четыре группы, обусловленные:

- рассеянием света в атмосфере (освещенность, форма и цвет неба, сумерки и др.);
- преломлением световых лучей в атмосфере — рефракцией (миражи, мерцание звезд, сужение и расширение горизонта и др.);
- преломлением и отражением световых лучей в каплях и кристаллах облаков (радуга, гало);
- дифракцией света в облаках и тумане (венцы, глории).

Рефракцией света в атмосфере называется искривление траектории светового луча вследствие изменения плотности воздуха. Астрономическая рефракция имеет место в том случае, когда источник света либо наблюдаемый с земной поверхности объект находится за пределами атмосферы. Если наблюдатель и объект находятся в атмосфере, имеет место земная рефракция. Рефракции в атмосфере подвержены радио, световые и акустические волны. Рассмотрим уравнение траектории светового луча. Представим показатель преломления сухого воздуха n в следующем виде:

$$n = 1 + a\rho = 1 + A\frac{\rho}{T}, \quad (5.1.1)$$

где постоянные a и A различны для разных световых волн; $\rho = \frac{pT_0}{p_0T}$

— относительная плотность воздуха. Показатель преломления n изменяется при $t^\circ\text{C} = 0$ и $p = 1013$ гПа от 1,0002983 для $\lambda = 0,400$ мкм до 1,0002910 для $\lambda = 0,700$ мкм. Показатель преломления зависит также от влажности воздуха, в видимом диапазоне спектра этой зависимостью можно пренебречь. Разделим атмосферу на очень тонкие слои, в которых можно допустить постоянство показателя преломления n (рис. 5.1.1), т.е. пренебречь изменениями плотности в пределах выделенного слоя. Положим, что на границе этих слоев плотность воздуха меняется скачкообразно, возрастая, естественно, по мере приближения к земной поверхности. Луч, который переходит из расположенного выше слоя в более плотный, преломляясь, будет приближаться к направлению отвеса, т.е. знак радиуса его кривизны

[illegible]
$$\frac{\sin i_1}{\sin e_2} = \frac{n_2}{n_1}, \quad \frac{\sin i_2}{\sin e_3} = \frac{n_3}{n_2} \dots, \quad (5.1.2)$$
$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{r_2 n_2}{r_1 n_1}, \frac{\sin i_2}{\sin i_3} = \frac{r_3 n_3}{r_2 n_2} \text{ и др.} \quad (5.1.3)$$
$$nr \sin i = \text{const} = A. \quad (5.1.4)$$
$$\varphi = \int_1^2 \frac{\sin i}{\sqrt{1 - \sin^2 i}} \frac{dr}{r}. \quad (5.1.5)$$
$$\varphi = \int_{r_1}^{r_2} \frac{A}{\sqrt{n^2 r^2 - A^2}} \frac{dr}{r}. \quad (5.1.6)$$

Более подробно изменения n с высотой получим, используя $\rho = \frac{pT_0}{p_0T}$ и дифференцируя выражение (5.1.1) по высоте h . Теперь с учетом уравнения статики атмосферы имеем

$$\frac{dn}{dh} = -a \frac{T_0 p}{p_0 T^2} \left(\frac{g}{R} + \frac{dT}{dh} \right), \quad (5.1.7)$$

где $\frac{g}{R} = 0,0342$ К/м — модуль градиента температуры в однородной

атмосфере. Если $\frac{dT}{dh} = -0,0342$ К/м, то $\frac{dn}{dh} = 0$, и коэффициент преломления n с высотой не меняется (5.1.7).

Влияние астрономической рефракции проявляется в том, что при наблюдении небесных светил — Солнца, Луны, звезд — видимые зенитные расстояния их оказываются меньше истинных. За счет рефракции увеличивается оптическая масса атмосферы. Это учтено в таблицах Бемпорада. Вследствие астрономической рефракции меняется видимая форма Солнца и Луны, их диски у горизонта выглядят несколько сплюснутыми. Так, нижний край Солнца при средних условиях приподнят на $35'$, а верхний — на $28'$, т.е. солнечный диск выглядит сплюснутым примерно на $7'$. С земной рефракцией связаны при нормальной стратификации атмосферы поднятие и расширение горизонта. При существенном прогревании приземного слоя атмосферы может измениться знак радиуса кривизны распространения светового излучения, что вызывает такое явление, как миражи. Летом в ясную погоду можно заметить отражающееся на автодорогах в воде небо, но воды нет, а это проекция участков неба. Происходит такое в случае, когда при значительном нагревании приземного слоя воздуха над дорогой его плотность с высотой не падает, а растет. С подобным аномальным распределением плотности воздуха связано сужение горизонта, дальность которого оказывается меньше, чем геодезическая. В табл. 5.1.1 и 5.1.2 приведены оценки показателя преломления n и радиусы кривизны траектории светового

луча в зависимости от вертикального градиента температуры $\frac{dT}{dh}$ при

условии $p = p_0 = 1013$ гПа, $T = T_0 = 273$ К. Радиус кривизны траектории светового луча R_s , если элемент траектории ds , а изменение угла падения di , равен

$$R_s = \frac{ds}{di}, \quad (5.1.8)$$

где $ds = \frac{dh}{\cos i}$, $di = -\operatorname{tg} i \frac{dn}{n}$. Используя граничные условия $p = p_0 = 1013$ гПа, $T = T_0 = 273$ К, имеем

$$\frac{1}{R_s} = 1,07 \cdot 10^{-6} \left(\frac{g}{R} + \frac{dT}{dh} \right) \sin i \text{ (км}^{-1}\text{)}. \quad (5.1.9)$$

В табл. 5.1.2 приведена оценка вертикального градиента, при котором радиус кривизны светового луча совпадает со средним радиусом Земли, равным, как известно, 6371 км. Подобные градиенты температуры бывают в приземном слое атмосферы и в нижних слоях планетарного пограничного слоя зимой в умеренных и полярных широтах, летом — при интенсивном радиационном выхолаживании земной поверхности, а также — над холодными океаническими течениями. В этом случае предельная дальность видимости в атмосфере полностью определяется угловыми размерами наблюдаемого объекта и оптическими свойствами слоя атмосферы между объектом и наблюдателем. Подобные вертикальные градиенты часто наблюдаются в атмосфере, но в пространственном отношении они локальны.

Таблица 5.1.1

Связь показателя преломления n и вертикального градиента температуры

$\frac{dT}{dh} \text{ К/100 м}$	-1,01	0,0	1,0
$\frac{dn}{dh} \cdot 10^{-8}$	-2,58	-3,65	-111

Таблица 5.1.2

Связь радиуса кривизны светового луча R_s и вертикального градиента температуры

$\frac{dT}{dh} \text{ К/100 м}$	-3,4	-1,0	0,0	6,9	11,4
$R_s, \text{ км}$	∞	39000	27700	9100	6370

Явление миражей известно, оно обусловлено атмосферной рефракцией. Вследствие искривления траектории светового луча в атмосфере можно наблюдать, например, оазисы в пустыне, острова в океане. Наблюдая за пределами геодезического горизонта такой объект (рис 5.1.2), световые лучи от которого распространяются в инверсионно стратифицированном слое атмосферы по кривой,

обращенной выпуклостью вверх, путник интерпретирует изображение, воспринимаемое по касательным к световому лучу в точке наблюдения, как находящееся на прямых 1 и 2, как приподнятое над земной поверхностью. Кроме субъективного восприятия близости реального объекта, картина усложняется тем, что на изображение накладывается влияние промежуточного слоя атмосферы (турбулизированного). Это приводит к колебаниям оптической плотности, дрожанию изображения, например, водных просторов, качающихся на ветру деревьев.

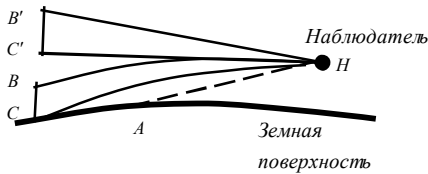


Рис. 5.1.2. Схема образования миража

Астрономическая рефракция вызывает мерцание звезд, диспергирование их излучения по спектру. Это обусловлено атмосферными движениями неоднородного в оптическом отношении воздуха, т.е. колебаниями показателей преломления вдоль трассы светового луча от звезды до наблюдателя. Вследствие астрономической рефракции в средних широтах продолжительность светового дня увеличивается на 8–12 мин. Несколько южнее северного и севернее южного полярного круга наблюдаются белые ночи. Диспергирование по спектру прямой солнечной радиации при солнечных закатах и высокой прозрачности атмосферы обуславливает наблюдение явления, известного как «зеленый луч». Вследствие атмосферной рефракции происходит расширение видимого горизонта.

Таблица 5.1.3
Дальность геодезического D и наблюдаемого D_1 горизонта

Дальность, км	Высота точки наблюдения, м			
	1	10	100	1000
D	3,5	11	36	113
D_1	4,0	12	38	122

В табл. 5.1.3 приведены данные о геодезической и наблюдаемой дальности горизонта, наблюдаемая может отличаться от геодезической

в обе стороны в зависимости от стратификации атмосферы. Вследствие сильной рефракции световых лучей в атмосфере в высоких широтах может наблюдаться появление Солнца на 10–15 сут. раньше расчетного времени. Например, на Новой Земле после полярной ночи отмечаются случаи появления Солнца над горизонтом, когда его истинная высота ниже горизонта на 5° , вследствие астрономической рефракции полярный день наступает раньше.

Кажущаяся форма небесного свода. Находясь на открытом пространстве (в море, степи) можно заметить, что небосвод имеет не полусферическую форму, а сплюснутую в зените часть полусферы, расстояние до линии горизонта на видимом небосводе воспринимается много большим, чем до зенита. Существует объективная оценка восприятия наблюдателем формы небосвода, например, предлагается указать точку на небосводе A , делящую дугу от горизонта до зенита пополам, $h = 45^\circ$ (рис. 5.1.3). Указывается точка A на высоте $h = 22^\circ$ днем, на высоте $h = 27^\circ$ в лунные ночи, а в безлунные ночи $h = 30^\circ$. Субъективность восприятия наблюдателем сплюснутости формы небесного свода приводит к возникновению оптических обманов. Это завышение угловых размеров объектов, наблюдаемых у горизонта, по сравнению с их глазомерной оценкой вблизи зенита — Солнца, Луны, планет. На рис. 5.1.3 показано, что при одном и том же угловом размере (α) светила восприятие его размеров при проекции на разные расстояния отличается от фактического, светило у горизонта кажется большим, чем в зените. В табл. 5.1.4 приведены фактические (h_f) и визуально оцениваемые наблюдателем высоты (h_n) точек на небосводе над горизонтом.

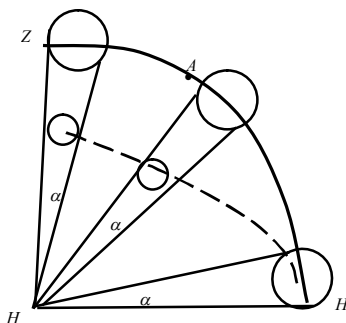


Рис. 5.1.3. Видимые и кажущиеся размеры Солнца

Особенность зрительного восприятия формы небосвода и интерпретации на нем угловых размеров и высот над горизонтом необходи-

мо учитывать наблюдателям, так как на гидрометеорологических станциях, постах и при экспедиционных работах многие метеорологические величины и явления оцениваются визуально, например, определение балла и высоты нижней границы облаков, наблюдение полярных сияний и других метеорологических явлений.

Таблица 5.1.4

Фактические ($h_{\text{ф}}$) и визуально оцениваемые высоты ($h_{\text{н}}$) точек на небосводе при разной освещенности

Высота	$h_{\text{ф}}$						
	5	20	22	30	45	60	85
$h_{\text{н}}$ (день)	13	42	45	54	67	76	88
$h_{\text{н}}$ (ночь)	10	33	24	45	60	71	87

5.2. Метеорологическая и оптическая дальность видимости

Вопросам наблюдения и оценки видимости в атмосфере посвящено много исследований. Благодаря им введены термины и определения, характеризующие оценку дальности видимости в атмосфере: видимость, дальность видимости, метеорологическая дальность видимости, метеорологическая оптическая дальность, дальность видимости на ВПП, наклонная дальность видимости. Однако определения этого термина неоднозначны, например: видимость — максимальное расстояние, с которого видны и опознаются несветящиеся объекты днем и световые ориентиры ночью. В дневное время это наибольшее расстояние, в пределах которого может быть виден и опознан черный предмет соответствующих размеров, расположенный у земли и наблюдаемый на фоне тумана или неба; в ночное время это наибольшее расстояние, в пределах которого могут быть видны и опознаны огни умеренной интенсивности. При инструментальных измерениях под видимостью понимается метеорологическая дальность видимости, т.е. максимальное расстояние, обычно по горизонтالي, при котором становится видимым источник света или объект при определенных значениях коэффициента пропускания и яркости фона.

Термин «метеорологическая дальность видимости» введен в руководящие документы гидрометеорологической службы для обеспечения единства наблюдений за видимостью в атмосфере при отсутствии приборных (инструментальных) измерений. Первоначально этот термин имел следующее определение: метеорологической дальностью видимости называется то наибольшее

расстояние, на котором в светлое время суток на фоне воздушной дымки виден абсолютно черный объект достаточно больших размеров (более 15 угловых минут). В соответствии с этим определением были установлены правила выбора естественных ориентиров видимости или установки искусственных ориентиров. Из определения, приведенного выше, следует, что метеорологическая дальность видимости оценивается только днем. Необходимость измерения дальности видимости в течение суток и внедрение инструментальных методов привели к изменению определения: под метеорологической дальностью видимости (МДВ) понимается наибольшее расстояние, при котором яркостный контраст черной поверхности на фоне максимальной атмосферной дымки или тумана достигает порогового значения, воспринимаемого глазом (0,05).

Наряду с МДВ существует еще одна характеристика прозрачности атмосферы — метеорологическая оптическая дальность (МОД) (S_0), под которой понимается длина пути светового потока в атмосфере, где он ослабляется до 0,05 его первоначального значения. Отождествление метеорологической дальности видимости с метеорологической оптической дальностью некорректно, так как метеорологическая дальность видимости на сети гидрометеорологической службы России определяется (наблюдается) визуально по выбранным ориентирам (объектам днем, источникам света ночью), а метеорологическая оптическая дальность измеряется приборами. Определение термина «метеорологическая оптическая дальность» (Meteorological Optical Range, MOR) дано в рекомендациях ИКАО, как длины пути светового потока в атмосфере с коэффициентом пропускания 0,05. Отношение между метеорологической оптической дальностью и показателем ослабления выражается так: $MOR = 3/\sigma$. Оптическая прозрачность атмосферы выражается коэффициентом пропускания атмосферы (τ) или показателем ослабления (σ).

Значения МДВ, полученные при визуальных наблюдениях, и МОД (MOR), полученные при инструментальных измерениях, близки при условии наличия достаточного числа ориентиров видимости и однородности атмосферы, в которой они определялись. МОД (MOR) в отличие от МДВ связана с коэффициентом пропускания однозначной зависимостью и не зависит от пороговой чувствительности глаза метеонаблюдателя. Расхождения между МДВ и МОД (MOR) в условиях реальной атмосферы в диапазоне от 1 до 6 км составляют около $\pm 25\%$, а среднее квадратическое отклонение равно 10 %.

Термин «дальность видимости на ВПП (RVR)» определяется одинаково во всех документах: «Расстояние, в пределах которого пилот воздушного судна, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть маркировочные знаки на поверхности ВПП или огни, которые ограничивают ВПП или обозначают ее осевую линию». Дальность видимости на ВПП (RVR) определяется из вычисленной дальности видимости огней аэродромной светосигнальной системы и метеорологической оптической дальности. В случаях, когда дальность видимости огней аэродромной светосигнальной системы меньше метеорологической оптической дальности, за RVR принимается метеорологическая оптическая дальность или метеорологическая дальность видимости.

Визуальные наблюдения за видимостью в атмосфере производятся по ориентирам видимости: объектам, щитам, одиночным огням и огням светосигнальных систем. В качестве ориентиров видимости для дневных наблюдений используются объекты, расположенные вокруг пункта наблюдений, или специально устанавливаемые щиты-ориентиры видимости. Объекты на местности, используемые для визуальных наблюдений, должны удовлетворять требованиям, вытекающим из определения термина МДВ: быть достаточно темными и в течение года возможно меньше менять свою яркость; проектироваться на фоне неба у горизонта; должны быть видны с места наблюдения под углом не более $5-6^\circ$ к горизонтальной поверхности; угловые размеры объектов с места наблюдения должны составлять не менее $0,5^\circ$, в крайнем случае не менее $15'$; вблизи объектов и на линии их наблюдения не должно быть локальных источников помутнения (пыльных дорог, дымящихся труб). В качестве ориентиров наиболее подходящими являются следующие объекты: хвойный лес, лиственный лес, травяные холмы с ровным контуром, старые почерневшие бревенчатые строения, крупные строения из красного кирпича, строения из светло-серого кирпича.

Щиты-ориентиры видимости устанавливаются вдоль ВПП на участке от СДП (стартовый диспетчерский пункт) к середине ВПП на расстоянии 400, 800, 1000, 1500, 2000 м и на других расстояниях, соответствующих минимумам аэродрома (направления посадки), указанным в инструкции по производству полетов, но не более 2000 м от СДП. Щиты-ориентиры видимости должны быть черно-белыми в виде четырех расположенных в шахматном порядке клеток, если они с места наблюдения проектируются на возвышенность, горы, лес и другие объекты, или черными, если они проектируются с места наблюдения на фон неба.

Для определения метеорологической дальности видимости в темное время суток на щитах-ориентирах устанавливаются одиночные источники с посекционным или раздельным включением с места наблюдения. В дополнение к ним на местности выбираются одиночные огни умеренной интенсивности. Запрещается в качестве световых ориентиров использовать светящиеся окна, красные сигнальные огни, фонари, установленные в плафонах из молочного стекла, прожекторы и фонари с рефлекторами, а также групповые огни. Выбранные в качестве ориентиров видимости объекты и одиночные огни должны наноситься на схему ориентиров видимости в соответствии с расположением их по горизонту и удалению. На схеме указывается расстояние до ориентира и азимут (рис. 5.2.1).

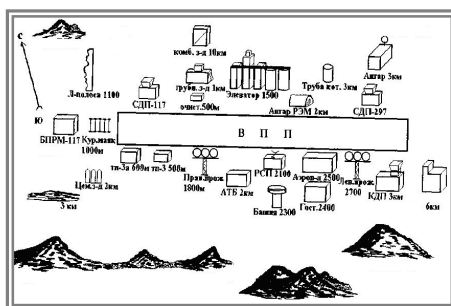


Рис. 5.2.1. Схема ориентиров видимости

При проведении визуальных наблюдений за видимостью в атмосфере (определении МДВ) необходимо выполнять следующие рекомендации:

- глаза наблюдателя должны находиться на высоте 1,5–10,0 м от поверхности земли. Наблюдатели, которые проводят визуальные наблюдения за видимостью в атмосфере, должны иметь остроту зрения 1,0 на каждый глаз (возможна коррекция) и проходить ежегодную проверку зрения;
- наблюдения должны проводиться по всем направлениям горизонта. Выйдя на место наблюдений, наблюдатель должен последовательно осмотреть все ориентиры видимости начиная с самого ближнего, и определить, какие из них видны и какие не видны. Видимым считается ориентир, который различается на фоне неба или воздушной дымки хотя бы в виде контура. Невидимым считается ориентир, который полностью сливается с фоном неба или воздушной

дымки, и наблюдатель не может даже приблизительно определить направление, в котором находится ориентир;

- если ориентир рассматривается не на фоне неба, то наблюдения по нему производятся лишь тогда, когда этот фон полностью скрыт воздушной дымкой. При соблюдении этого условия наблюдения проводятся так, как если бы ориентир проектировался на фоне неба;

- при высокой прозрачности атмосферы (МДВ более 20 км) горизонт виден очень хорошо, так как удаленность горизонта меньше МДВ. Поэтому оценку МДВ следует производить по степени резкости горизонта, при уменьшении прозрачности атмосферы горизонт начинает заменяться и перестает быть различимым;

- для оценки видимости в атмосфере ночью по световым ориентирам наблюдатель должен быть вне освещенного помещения (для адаптации глаз) в течение не менее 10 мин;

- наблюдатель с места наблюдения по световым ориентирам должен последовательно просмотреть все выбранные огни (световые ориентиры) и определить наиболее удаленный видимый ориентир. К числу видимых световых ориентиров относятся только те, огонь которых виден как светящаяся точка. Если огонь представляется как расплывчатое светлое пятно, он считается невидимым;

- при отсутствии для оценки МДВ в темное время суток достаточного числа световых ориентиров видимости оценка МДВ производится с учетом интенсивности атмосферных явлений, ухудшающих видимость. За 1–2 ч до захода солнца МДВ определяется по дневным ориентирам видимости. Эта оценка МДВ распространяется и на ночь, если ко времени проведения наблюдений ночью нет изменений в интенсивности атмосферных явлений, понижающих прозрачность атмосферы. Если за 1–2 ч до захода солнца наблюдались атмосферные явления, ухудшающие МДВ, а к моменту ночного наблюдения они прекратились и никаких других атмосферных явлений, понижающих прозрачность атмосферы, не наблюдается, то МДВ оценивается такой, какая она была до наступления явлений, понижающих прозрачность атмосферы;

- в сумерки, во время белых ночей на севере и в ясные лунные ночи видны дневные ориентиры, однако МДВ по ним определять (оценивать) нельзя, так как при этом МДВ будет заниженной. В таком случае можно лишь сделать заключение, что МДВ будет больше, чем расстояние до видимого дневного ориентира (объекта).

На станциях, где невозможно установить полный комплект щитов-ориентиров или подобрать достаточное число ориентиров

видимости, может применяться метод оценки МДВ по шкале оценки плотности воздушной дымки на объектах. Шкала оценки плотности воздушной дымки дана в табл. 5.2.1.

Таблица 5.2.1

Шкала оценки МДВ по плотности воздушной дымки на объекте

Степень плотности	Характеристика видимости объекта	Соотношение МДВ с расстоянием до объекта l
0	Дымка на объекте отсутствует; цвет и детали объекта видны отчетливо	$\text{МДВ} > 10l$
1	Объект отчетливо виден на фоне неба как темно-серый силуэт; воздушная дымка на объекте такова, что его отдельные детали не воспринимаются, а цвет трудно распознать	$\text{МДВ} > 5l$
2	Объект покрыт очень сильной воздушной дымкой, но по яркости очевидно темнее неба	$\text{МДВ} > 2,5l$
3	Объект виден как силуэт, легко обнаруживаемый, но мало отличающийся по цвету и яркости от неба	$\text{МДВ} > 1,5l$
4	Объект едва различим, обнаруживается с трудом, легко теряется из вида при наблюдении сквозь покрывающую его воздушную дымку	$\text{МДВ} = l$

При оценке МДВ по таблице следует учитывать, что видимость может быть оценена правильно тогда, когда расстояние до счита- ориентира или ориентира видимости (l) равно или близко к МДВ. Численное значение $\text{МДВ} > (10-1,5)l$ получается только методом распространения (экстраполяции) за пределы базы (l). Такая экстраполяция видимости справедлива в том случае, когда атмосфера однородная. Поэтому желательно иметь и использовать несколько ориентиров в разных направлениях и на разных расстояниях.

На площадках, где отсутствуют ориентиры видимости (пустыни, степи), оценку МДВ можно производить по наблюдениям за горизонтом. При этом следует руководствоваться сведениями, представленными в табл. 5.2.2. При высокой прозрачности атмосферы и МДВ более 20 км горизонт виден хорошо, так как его удаленность существенно меньше значения МДВ, т.е. МДВ распространяется за пределы видимого горизонта. При уменьшении прозрачности атмосферы горизонт начинает затуманиваться и перестает быть

различимым, т.е. значение МДВ становится меньше дальности горизонта.

Таблица 5.2.2

Характеристики МДВ при различных условиях и высоте расположения глаз наблюдателя над поверхностью земли от 1,5 до 7,0 м

Характеристика видимости горизонта	МДВ, км
Очерчен резко	> 20
Очерчен нерезко	10–20
Виден неясно	< 10
Не виден совсем	< 4

Точность определения МДВ зависит от числа выбранных ориентиров видимости и расстояния между ними. Точность оценки МДВ по ориентирам видимости, выбранным на местности, в среднем составляет ± 1 км в диапазоне от 2 до 4 км и ± 2 км в диапазоне от 4 до 10 км. Определение МДВ по ориентирам видимости является вспомогательным методом.

5.3. Оптические явления в облаках, туманах, осадках

Оптические явления в облаках. Радуга. Радуга наблюдается на фоне облаков, из которых выпадают осадки, они освещены солнцем и, следовательно, расположены против него. Радуга — светлая дуга радиусом около 42° , окрашенная в спектральные цвета, по внешнему краю — в красный, по внутреннему — в фиолетовый, а между ними — остальные цвета. Дуга радуги является частью окружности, центр которой лежит на прямой, соединяющей центр солнечного диска с глазом наблюдателя (изредка наблюдается и лунная радуга). Когда наблюдатель перемещается, вместе с ним перемещается и видимая им радуга. Если солнце стоит низко над горизонтом, дуга радуги — около полуокружности. Если же солнце стоит высоко, то центр радуги лежит глубоко под горизонтом и над горизонтом видна лишь небольшая низко расположенная дуга. При высоте солнца 42° и более радуги не видно вовсе. С самолета иногда удавалось видеть радугу в виде почти полного круга. Кроме основной дуги нередко можно различить более слабую дополнительную дугу радиусом около 50° с фиолетовым цветом по наружному краю, изредка третью. Иногда можно заметить дополнительные дуги и внутри основной дуги. Интенсивность света, ширина и окраска радуги сильно варьируют в зависимости от размеров

капель. Условия, при которых наблюдается типичная радуга (освещенное солнцем облако с дождем), осуществляются преимущественно в случае кучево-дождевых облаков. Достаточно крупные капли этих облаков или выпадающего дождя необходимы для образования типичной радуги. Но радуга может иногда наблюдаться и на фоне облаков с мелкими каплями, даже на фоне тумана. В этом случае она широкая, почти белого цвета, со слабо окрашенными краями. Наблюдается радуга и в брызгах морских волн, и в брызгах водопада или фонтана. Радуга объясняется преломлением солнечных лучей при входе и выходе из капель, их отражением внутри капель и явлениями дифракции на каплях.

В период от восхода до захода Солнца радуга наблюдается в зоне дождя в виде одной или нескольких дуг концентрических окружностей, частью которых она является, с центром в антисолярной точке, т.е. утром в западной, а вечером в восточной части небосвода. В умеренных широтах преобладает западный перенос и утренняя радуга (на западе) является предвестницей осадков, наиболее вероятно связанных с приближающимся холодным фронтом. Обычно радуга образуется на слое дождевых капель, но ее фрагменты можно наблюдать при разбрызгивании морской воды в прибойной зоне, у фонтанов. Радуга представляет собой комплекс круговых, разноцветных дуг с общим центром на прямой, проходящей через источник света, по линии визирования. Впервые научную интерпретацию радуги на основе законов геометрической оптики дал Декарт. Созданные им и Ньютоном основы классической теории радуги являются хорошим приближением к действительности для случаев интенсивного крупнокапельного дождя. В классической теории радуги, являющейся первым приближением к реальности, допущено, что водяные капли представляют собой одинаковые сферы, равномерно распределенные в пространстве, в действительности капли не являются сферами. При падении капли деформируются и распределяются в пространстве неравномерно.

В теории возможно одновременное образование большого числа различных радуг, на практике одновременно наблюдается не более трех радуг. Наиболее яркой является первичная радуга, ее внешняя красная дуга имеет радиус 42° . Внутренняя дуга голубовато-фиолетового цвета. Вторичная радуга наблюдается так же, как и первичная, в противоположном от Солнца направлении, она имеет другой в отличие от первичной порядок цветов. Угловой радиус вторичной радуги для красной дуги около 50° . Третья радуга имеет тот же радиус, что и первичная, цвета в ней расположены в том же

порядке, но третья радуга располагается между наблюдателем и Солнцем. Яркость третьей радуги небольшая, ее редко замечают, обращая внимание на первичную и вторичную. Чтобы увидеть третью радугу, о ней надо знать. Наблюдения за радугами свидетельствуют о том, что их цвета, яркость и угловые характеристики радуг неодинаковы. Наиболее различаются радуги удаляющейся грозы и бледная, слегка окрашенная радуга, наблюдающаяся при слабых радиационных туманах. Угловые размеры цветных полос в радуге, их яркость зависят от интенсивности дождя и размеров капель.

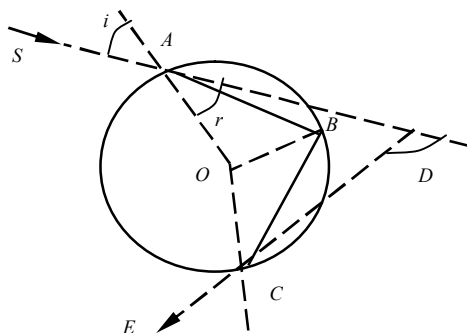


Рис. 5.3.1. Ход луча света в капле

По прохождению светового луча в сферической капле рассмотрим геометрические характеристики радуги. На рис. 5.3.1 представлен ход лучей в капле дождя. ABC — сечение большого круга капли, $SABCE$ — путь в плоскости этого круга луча, входящего в каплю в точке A и выходящего из нее в точке C . Изменение направления в точках A и C будет равно $(i - r)$, где i — угол падения, r — угол преломления. Изменение направления в точке B будет таким же, как и в любом месте внутреннего отражения $(\pi - 2r)$. Полное отклонение PD получим из уравнения

$$D = 2(i - r) + n(p - 2r), \quad (5.3.1)$$

где n — число внутренних отражений. Из выражения (1) видно, что отклонение светового луча в дождевой капле меняется в зависимости от угла падения. Существует минимальное отклонение, которое соответствует особому значению угла падения. Из уравнения (1) найдем его:

$$dD = 2di - 2(n + 1)dr, \quad (5.3.2)$$

максимальные отклонения будут при условии $dD = 0$, т.е.

$$di = (n + 1)dr, \quad (5.3.3)$$

$$\sin i = \mu \sin r, \quad (5.3.4)$$

где μ — показатель преломления воды по отношению к воздуху,

$$\cos i di = \mu \cos r dr, \quad (5.3.5)$$

используя (6.52), получаем

$$\mu \cos r = (n + 1) \cos i, \quad (5.3.6).$$

складывая и возводя в квадрат уравнения (5.3.4) и (5.3.5), имеем

$$\cos i = \sqrt{\frac{\mu^2 - 1}{n^2 + 2n}}. \quad (5.3.7)$$

Данное значение угла падения соответствует экстремальным отклонениям, чтобы определить, какой имеется экстремум, возьмем вторую производную

$$\frac{d^2 D}{di^2} = -2(n + 1) \frac{d^2 r}{di^2}. \quad (5.3.8)$$

Так как $\frac{dr}{di} = \frac{\cos i}{\mu \cos r}$, то $\frac{d^2 r}{di^2} = \frac{(1 - \mu) \sin i}{\mu^3 \cos^3 r}$, (5.3.9)

где показатель преломления воды μ по отношению к воздуху больше единицы, т.е. последнее уравнение отрицательно, поэтому вторая производная от D по i положительна и найденное значение для D — минимальное.

Параллельные солнечные лучи, падающие на каплю по выходе из нее, оказываются расходящимися. Красные лучи, падающие под углами, близкими к $59^\circ 31'$, отклоняются и расходятся меньше других, они идут почти параллельным пучком, отклонившись от первоначального направления на угол $D = 137^\circ 42'$, и дадут наибольшую интенсивность на расстоянии $42^\circ 18'$ от антисолярной точки. Как видно из табл. 5.3.1, где представлены оптические параметры различных цветов для радуг первых трех порядков, ни один красный луч не попадает на расстояние меньше, чем $42^\circ 18'$ от антисолярной точки. Все лучи меньших длин волн имеют большую преломляемость, например, фиолетовые лучи дают наибольшую интенсивность на расстоянии, равном $40^\circ 36'$ от антисолярной точки.

Если бы Солнце было точечным источником, ширина радуги была бы равна $42^\circ 18' - 40^\circ 36' = 1^\circ 42'$, но так как угловой диаметр Солнца равен $32'$, ширина радуги будет $1^\circ 42' + 32' + 2^\circ 14'$ и все другие цвета будут нечистыми, за исключением крайнего красного цвета.

Таблица 5.3.1

Параметры радуги

Цвет	Угол	Первичная	Вторичная	Третичная
Фиолетовый	i	5848'	71° 30'	76°36'
$\lambda = 3968,5$	r	39°33'	44°54'	46°23'
$\mu = 1,3435$	D	$\pi - 40^\circ 36'$	$2\pi - 126^\circ 24'$	$2\pi - 37^\circ 52'$
Желтый	i	59°23'	71°50'	76°50'
$\lambda = 5800,0$	r	40°12'	45°27'	46°52'
$\mu = 1,3333$	D	$\pi - 42^\circ 02'$	$2\pi - 129^\circ 02'$	$2\pi - 41^\circ 40'$
Красный	i	59°31'	71°54'	76°53'
$\lambda = 6562,9$	r	40°21'	45°34'	47°02'
$\mu = 1,3311$	D	$\pi - 42^\circ 22'$	$2\pi - 129^\circ 36'$	$2\pi - 42^\circ 30'$

Далее, применяя аналогичные рассуждения к случаю двукратного отражения, найдем, что ширина вторичной радуги составит 3°34' с обратным расположением в ней цветов. Более совершенные теории радуги учитывают волновые свойства света. Из энергии луча, падающего на каплю в точке A (рис. 5.3.1), 6,6% отражается, 88,5% проходит сквозь каплю и лишь 4,9% испытывает первое внутреннее отражение в точке B и идет к точке C . Здесь снова происходит разделение между выходящими из капли лучами и лучами, испытывающими в ней дальнейшее отражение. На радуги всех порядков расходуется менее 5% энергии, поступающей в точку A , при этом около 4% энергии приходится на образование первой радуги, на остальные остается мало энергии, поэтому редко наблюдается больше двух радуг. При крупнокапельных осадках радуга имеет яркие насыщенные тона, на мелких каплях образуется радуга бледного тона, с земной поверхности в момент восхода и захода Солнца можно наблюдать только половину круга радуги, а по мере увеличения высоты Солнца радуга уходит под горизонт (первая радуга — при высотах Солнца более 42°, вторая — более 50°). С самолета можно наблюдать полный радужный круг.

Оптическое явление гало. В связи с облаками в атмосфере наблюдаются различные световые (оптические) явления. Практического значения они не имеют, но дают некоторые сведения о характере облаков, с которыми они связаны. Эти явления обусловлены отражением, преломлением и дифракцией света в капельках и кристалликах облаков. В ледяных облаках верхнего яруса, особенно в перисто-слоистых, возникают явления гало. Так называются прежде

всего светлые круги радиусом 22 или 46 угловых градусов с центром в центре солнечного или лунного диска. Они слабо окрашены в радужные цвета (красный внутри). Кроме этих основных форм гало, наблюдаются ложные солнца, т.е. слегка окрашенные светлые пятна на одном уровне с Солнцем и на том же угловом расстоянии от него (22 или 46°). К основным кругам присоединяются иногда различные касательные к ним дуги. Наблюдаются еще неокрашенные вертикальные столбы, проходящие через солнечный диск, т. е. как бы продолжающие его вверх и вниз, а также неокрашенный горизонтальный круг на одном уровне с солнцем. Окрашенные гало объясняются преломлением света в шестигранных призматических кристаллах ледяных облаков, неокрашенные (бесцветные) формы — отражением света от граней кристаллов. Разнообразие форм гало зависит отчасти от высоты солнца и в особенности от типов кристаллов, их движения и от ориентации их осей в пространстве. Гало в 22° обусловлено преломлением света боковыми гранями кристаллов. Лучи света входят в одну из боковых граней и выходят из другой — не смежной, а образующей с первой угол 60°. Минимальное отклонение лучей от первоначального направления при этом будет, как показывают расчеты, около 22° (для красных лучей немного меньше, для фиолетовых немного больше). Лучи, наименее отклоненные, будут обладать максимальной интенсивностью. Таким образом, вокруг диска светила возникнет светлый круг радиусом около 22° с некоторым спектральным расчленением окраски. Так будет при беспорядочной ориентации главных осей кристаллов во всех направлениях. Если же, например, главные оси будут преимущественно вертикальными, то вместо светлого круга возникнут два светлых пятна — ложные солнца — по обе стороны от солнечного диска, также на расстоянии 22°. Гало в 46° (и ложные солнца в 46°) аналогичным образом обусловлены преломлением света между боковыми гранями и основаниями призм, т. е. с преломляющим углом 90°. Угол минимального отклонения будет при этом около 46°. Горизонтальный круг объясняется отражением света боковыми гранями вертикально расположенных кристаллов. Солнечный столб объясняется отражением света от кристаллов, расположенных по преимуществу горизонтально. На объяснении других форм гало мы останавливаться не будем.

Часто обнаруживаемые типы гало представляют собой светлые или окрашенные круги вокруг Солнца, имеющие угловой радиус в 22° или 46°, это большой класс оптических явлений в кристаллических облаках под общим названием. Гало наблюдается при перисто-

слоистых (Cs) облаках, наличие которых часто диагностируется по его появлению, реже бывает зимой в виде световых столбов, ложных солнц, лун, т.е. паргелиев и парселен, крестов. Гало возникает вследствие преломления света в ледяных кристаллах (цветные гало) и отражения от их граней (белые гало). Ледяные кристаллы имеют в своей основе гексагональную форму, в атмосфере ледяные кристаллы, на которых формируется гало, имеют форму шестигранных столбиков, шестигранных пластин или усеченных шестигранных пирамид. Например, в перисто-слоистых облаках, предшествующих приближению теплого фронта, преобладают ледяные призмы, ориентированные своими основаниями параллельно земной поверхности. Если главная ось кристаллов, пластин, столбиков располагается преимущественно вертикально, наблюдаются строго ориентированные гало, их форма меняется при изменении высоты Солнца, такие гало имеют вид кругов. Иногда наблюдается большой горизонтальный круг гало, проходящий через Солнце. В местах его пересечения с кругами вокруг Солнца радиусом 22° и 46° образуются яркие области, которые называются ложными солнцами (паргелии).

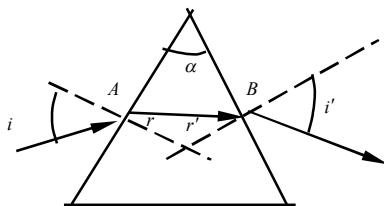


Рис. 5.3.2. Ход светового луча в призме

Проанализируем ход светового луча в призме (в ледяном кристалле), где луч падает на грань призмы под углом i (рис. 5.3.2), преломляясь под углом r , так что

$$\sin i = n \sin r, \quad (5.3.10)$$

где n — показатель преломления льда. Второе преломление луч испытывает в точке B на второй грани, составляющей с первой угол α . Соответствующие углы на этой грани i' и r' , а угол поворота луча в $\triangle ABC$ будет равен

$$D = i - r + i' - r' = i + i' - \alpha. \quad (5.3.11)$$

Направление наиболее яркого луча D_m (менее отклоненного) получается, как и у радуги, при $dD = 0$ $di = -dr$ и $dr = -dr$, где

$$\cos i di = n \cos r dr, \quad \cos i' di = n \cos r' dr, \quad (5.3.12)$$

До углов $\pi/2$ это возможно при условии $\sin i = \sin i'$:

$$D_m = 2i_m - r_m = 2i_m - \alpha, \quad (5.3.13)$$

Откуда

$$\frac{\sin D_m + \alpha}{2} = \sin i_m = n \sin r_m = n \sin \frac{\alpha}{2},$$

$$D_m = 2 \arcsin \left(n \sin \frac{\alpha}{2} \right) - \alpha. \quad (5.3.14)$$

Гало формируется под влиянием преобладающей формы ледяных кристаллов, расположенных так, что падающие на их грани лучи примерно равны i_m , остальные кристаллы создают светлый фон на определенном расстоянии (большем чем D_m) от Солнца. При $\alpha = 60^\circ$ для красных лучей $D_m = 21^\circ 34'$, фиолетовых — $D_m = 22^\circ 22'$; при $\alpha = 90^\circ$, для красного цвета $D_m = 45^\circ 10'$, фиолетового — $47^\circ 16'$.

Световые явления в облаках. Венцы. В тонких водяных облаках перед диском светила, состоящих из мелких однородных капелек (обычно это высоко-кучевые облака), наблюдаются явления венцов. Венцы наблюдаются также в тумане около искусственных источников света. Основная и единственная часть венца — светлый круг небольшого радиуса, окружающий диск светила (источник света). Круг этот голубоватый, а по внешнему краю красноватый, его называют ореолом. Он может окружен одним или несколькими светлыми кольцами такой же окраски, не примыкающими к нему вплотную. Радиус ореола порядка $1-5^\circ$, он обратно пропорционален диаметрам капель в облаке и по нему можно определять их размеры. Венцы обусловлены дифракцией света на мельчайших каплях облаков, которые образуют дифракционную решетку. Вокруг каждой точки диска светила образуется дифракционный спектр или несколько спектров, имеющих кольцевую форму. Они налагаются друг на друга, их цвета сливаются и дают голубоватый оттенок. Только спектры, образованные точками, расположенными по краю диска светила, создают кайму красноватого цвета вокруг внешней периферии каждого кольца. Венцы вокруг искусственных источников света имеют более богатые радужные цвета. Явление иризации облаков того же происхождения, что и венцы.

Интересно явление глории, она подобна венцу, но возникает не вокруг Солнца или Луны, а вокруг точки, прямо противоположной диску светила. Наблюдается на облаках, расположенных прямо перед наблюдателем или ниже его, в горах или с самолета. Глория объясняется дифракцией света, до этого уже отраженного в каплях облаков так, что он возвращается от облака в том же направлении, по которому падал.

Глава 6. РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

6.1. Законы излучения. Солнце, солнечная постоянная

Солнечная радиация. Энергия, излучаемая Солнцем, называется солнечной радиацией, большая ее часть, поступающая на Землю, превращается в тепло. Количество энергии, поступающей на Землю, очень большое, например, мощность потока солнечной радиации, поступающей на площадь в 10 км^2 , составляет в безоблачный день 7 млн кВт.

Понятия и законы излучения. Любое излучение сопровождается потерями энергии излучающего тела, в метеорологии рассматривается тепловое излучение. Энергия излучения составляет часть внутренней энергии излучающего тела, при излучении запас внутренней энергии в теле уменьшается, что приводит к понижению температуры. Но излучающее тело в свою очередь поглощает энергию, идущую к нему со стороны окружающих объектов. Изменение теплового состояния тела при наличии одного только лучистого теплообмена определяется разностью между излучаемой и поглощаемой энергией. Простой случай — это равновесное тепловое излучение, при котором тело излучает столько же энергии, сколько и поглощает, тепловое состояние тела при этом не изменяется. В реальных условиях излучение носит неравновесный характер, но если изменение температуры тела происходит медленно, то законы излучения будут близки к законам равновесного излучения. Единицей измерения лучистой энергии является джоуль (Дж), а количественной характеристикой поля излучения — поток лучистой энергии. Пусть через площадку dS поверхности тела в единицу времени излучается во все стороны количество лучистой энергии $d\Phi$. Количество энергии, излучаемой телом через единичную поверхность в единицу времени во всех направлениях, называется поверхностной плотностью лучистого потока или энергетической светимостью (при поступлении энергии от других тел — энергетической освещенностью), кратко — лучистым потоком или потоком радиации. Обозначив его через F , запишем

$$F = d\Phi/dS. \quad (6.1.1)$$

Под потоком радиации понимается и количество энергии, которое проходит через единичную поверхность в единицу времени, хотя эта энергия поступила от других тел. Единицей измерения потока радиации в системе СИ служит $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$, или $\text{Вт}/\text{м}^2$. Дадим полную энергетическую характеристику потока лучистой энергии, для чего укажем распределение энергии по длинам волн, для этого выделим в

общем потоке элементарный участок в интервале длин волн от λ до $\lambda + d\lambda$. Количество энергии $d\Phi_\lambda$ в интервале от λ до $\lambda + d\lambda$, излучаемой с поверхности dS , пропорционально dS и $d\lambda$:

$$d\Phi_\lambda = F_\lambda d\lambda dS. \quad (6.1.2)$$

Величина F_λ характеризует плотность распределения лучистой энергии по длинам волн вблизи данной длины волны λ и называется спектральной плотностью потока радиации или излучательной способности тела, единицы измерения — Вт/(м²·мкм). Ее (F_λ) также называют монохроматическим потоком. Полный поток радиации F всех длин волн описывается интегралом

$$F = \int_0^\infty F_\lambda d\lambda. \quad (6.1.3)$$

Если на тело падает монохроматический поток радиации F_λ , часть которого поглощается телом (F'_λ), часть — отражается (F''_λ) и часть — проходит сквозь него (F'''_λ), то

$$F'_\lambda + F''_\lambda + F'''_\lambda = F_\lambda. \quad (6.1.4)$$

Разделив обе части этого равенства на F_λ , получаем

$$\frac{F'_\lambda}{F_\lambda} + \frac{F''_\lambda}{F_\lambda} + \frac{F'''_\lambda}{F_\lambda} = 1. \quad (6.1.5)$$

Первый член в левой части этого соотношения называют поглощательной способностью тела или относительным коэффициентом поглощения ($a_\lambda = F'_\lambda/F_\lambda$), второй — отражательной способностью или альбедо ($r_\lambda = F''_\lambda/F_\lambda$), третий — относительным коэффициентом пропускания ($d_\lambda = F'''_\lambda/F_\lambda$). Следовательно,

$$a_\lambda + r_\lambda + d_\lambda = 1, \quad (6.1.6)$$

а величины безразмерны и изменяются от 0 до 1.

Коэффициенты поглощения, отражения и пропускания зависят от длины волны, такое свойство тел называется селективностью (избирательностью) поглощения (отражения, пропускания). Активно выражены свойства селективности поглощения у газов (кислорода, водяного пара, углекислого газа, озона), каждый газ имеет свой сложный спектр поглощения (a_λ является функцией длины волны). Если для всех длин $a_\lambda = 1$, а $r_\lambda = d_\lambda = 0$, то вся падающая лучистая энергия полностью поглощается телом. Такие тела называются абсолютно черными, а если $r_\lambda = 1$, то $a_\lambda = d_\lambda = 0$ — вся падающая лучистая энергия отражается. Если отражение подчиняется законам геометрической оптики, тела называются зеркальными, если же отражение диффузное — абсолютно белыми.

Большинство твердых тел для радиации непрозрачно, для них $d_\lambda = 0$, в этом случае

$$a_\lambda + r_\lambda = 1 \quad (6.1.7)$$

и из соотношения (6.1.7) следует, что если тело хорошо отражает лучистую энергию, то слабо поглощает (и наоборот). В случае непрозрачного тела из общего потока F_λ часть его, равная

$$F'_\lambda = a_\lambda F_\lambda, \quad (6.1.8)$$

поглощается, а другая, равная

$$F''_\lambda = r_\lambda F_\lambda = (1 - a_\lambda) F_\lambda, \quad (6.1.9)$$

отражается. Введенные коэффициенты a_λ , r_λ , d_λ характеризуют свойства поглощения, отражения и пропускания тела в целом. Необходимо также ввести характеристики, которые определяли бы свойства поглощения (ослабления) и пропускания в слое некоторой конечной толщины. Пусть в слой, содержащий поглощающее радиацию вещество массой m , входит монохроматический поток $F_\lambda(0)$. Поток, вышедший из слоя, обозначим через $F_\lambda(m)$. Тогда функция поглощения (ослабления) определяется как безразмерное отношение

$$A_\lambda(m) = \frac{F_\lambda(0) - F_\lambda(m)}{F_\lambda(0)} = 1 - \frac{F_\lambda(m)}{F_\lambda(0)}, \quad (6.1.10)$$

а функция пропускания — как отношение

$$P_\lambda(m) = \frac{F_\lambda(m)}{F_\lambda(0)}. \quad (6.1.11)$$

Соотношения (6.1.10) и (6.1.11) показывают, что для функций поглощения и пропускания всегда выполняется равенство

$$A_\lambda(m) + P_\lambda(m) = 1. \quad (6.1.12)$$

Между излучательной F_λ и поглощательной a_λ способностью тела существует определенная связь, отношение излучательной способности к поглощательной в условиях термодинамического равновесия не зависит от природы тела, а является для всех тел одной и той же функцией $B(\lambda, T)$ длины волны λ и температуры T (закон Кирхгофа):

$$\frac{F_\lambda}{a_\lambda} = B(\lambda, T). \quad (6.1.13)$$

Для черного тела $a_\lambda = 1$, излучательная способность такого тела, согласно (6.1.13), равна $B(\lambda, T)$, т.е.

$$(F_\lambda)_{\text{ч.т.}} = B(\lambda, T), \quad (6.1.14)$$

таким образом, функция $B(\lambda, T)$ в законе Кирхгофа представляет собой излучательную способность абсолютно черного тела. В природе абсолютно черных тел не существует, у реальных тел $a_\lambda < 1$, согласно закону Кирхгофа, все реальные тела излучают энергии меньше, чем абсолютно черное тело (при той же температуре). Многие тела, особенно газы, обладают селективным поглощением, поэтому в согласии с законом Кирхгофа они и излучают энергию только определенных длин волн. Аналитический вид функции $B(\lambda, T)$ был установлен в 1900г. немецким физиком М.Планком. Исходя из представлений о квантовом характере процесса излучения он для описания излучательной способности абсолютно черного тела нашел функцию следующего вида:

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp(c_2 \lambda T) - 1}, \quad (6.1.15)$$

где $c_1 = 3,741832 \cdot 10^{-16}$ Вт·м² и $c_2 = 1,438786 \cdot 10^{-2}$ м·К — первая и вторая постоянные излучения, T — абсолютная температура тела (в кельвинах). Длина волны λ_m на которую приходится максимум излучательной способности абсолютно черного тела, обратно пропорциональна температуре T (закон смещения длины волны, или закон Вина)

$$\lambda_m = \frac{c'}{T}, \quad (6.1.16)$$

где $c' = 0,28976 \cdot 10^{-2}$ м·К — постоянная. Максимум излучательной способности при низких температурах лежит в области более длинных волн, тело испускает преимущественно инфракрасные лучи, и доля энергии, приходящаяся на видимые лучи, так мала, что излучение практически не воспринимается глазом. Около 99 % энергии, излучаемой черным телом при температуре земной поверхности ($T \approx 288$ К), приходится на интервал длин волн 3–80 мкм с максимумом излучения при $\lambda_m \approx 10$ мкм. Максимум излучения Солнца приходится на длину волны $\lambda_m = 0,4738$ мкм (синий цвет). Излучательная способность черного тела быстро возрастает с повышением температуры, при этом кривая излучательной способности, соответствующая более низкой температуре, располагается под кривой, соответствующей более высокой температуре, что означает: для всех длин волн выполняется неравенство $B(\lambda, T_2) > B(\lambda, T_1)$, если $T_2 > T_1$. Полный поток излучения абсолютно черного тела находится с

помощью интеграла $B = \int_0^{\infty} B(\lambda, T) d\lambda$, подставив $B(\lambda, T)$ из (15) и

выполнив интегрирование, получим

$$B = \sigma T^4, \quad (6.1.17)$$

где $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{К}^4)$ — постоянная Стефана—Больцмана. Согласно формуле, поток излучения B абсолютно черного тела возрастает пропорционально четвертой степени абсолютной температуры тела — закон Планка.

Второй закон Вина устанавливает, что максимальная излучательная способность абсолютно черного тела $B(\lambda_m, T)$ возрастает пропорционально пятой степени абсолютной температуры:

$$B(\lambda_m, T) = c'' T^5, \quad (6.1.18)$$

где $c'' = 1,301 \cdot 10^{-5} \text{ Вт/(м}^3 \cdot \text{К}^5)$. Соотношения (6.1.13), (6.1.15), (6.1.16) и (6.1.17) выражают основные законы излучения. Вводится понятие серого тела, означающее такое тело, поглощательная способность a_λ которого для всех длин волн одинакова: $a_\lambda = a = \text{const}$. Таким образом, излучательная способность серого тела при всех длинах волн составляет одну и ту же часть от излучательной способности абсолютно черного тела, а поток излучения серого тела $F = aB$.

Солнце и солнечная постоянная. У Солнца обнаруживаются внутренняя часть и атмосфера, температура внутренней части превышает $5 \cdot 10^6 \text{ К}$. Там возникают термоядерные реакции перехода водорода в гелий, энергия этих реакций распространяется изнутри путем поглощения и переизлучения световых квантов вышележащими слоями. В верхнем слое (толщиной около 100 000 км) этой части, называемом конвективной зоной, перенос энергии осуществляется также путем конвекции. Атмосфера Солнца состоит из трех слоев. Самый нижний слой толщиной 100–300 км называется фотосфера, она представляет собой сильно ионизированный газ с температурой 5000–6000 К и давлением на верхней границе около 100 гПа. Фотосфера излучает всю энергию, поступающую на Землю от Солнца. Выше фотосферы расположена хромосфера, простирающаяся до высоты 10 000–15 000 км, и солнечная корона, представляющая собой почти полностью ионизированный газ — плазму с числом частиц в 1 см^3 около $3 \cdot 10^7$ у основания короны и около 200 вблизи орбиты Земли. Температура Солнца понижается с увеличением расстояния от центра только до верхней границы фотосферы, в хромосфере она возрастает с увеличением высоты, сначала медленно (десятки тысяч К), а затем быстро, достигая миллиона К на границе между хромосферой и

солнечной короной. Повышение температуры в хромосфере и короне объясняется рассеянием энергии волн, которые возникают в конвективной зоне. Скорость истечения плазмы около Солнца относительно мала (десятки километров в секунду), затем она возрастает и вблизи орбиты Земли достигает нескольких сотен километров в секунду. Поток заряженных частиц, летящих от Солнца во всех направлениях, получил название солнечного ветра.

Солнечная атмосфера, в частности фотосфера, неоднородна, в ней наблюдаются факелы, флоккулы, хромосферные вспышки и другие процессы, являющиеся источниками корпускулярных потоков, более сильных, чем солнечный ветер. Резко возрастает корпускулярное и электромагнитное излучение Солнца при хромосферных вспышках продолжительностью от нескольких минут до нескольких часов. Плотность вещества в местах вспышки больше, чем в других областях хромосферы, скорость движения корпускул достигает 1000 км/с, такой поток через 2 сут достигает Земли и вызывает магнитные бури, полярные сияния и другие геофизические явления. Во время вспышки возрастает интенсивность рентгеновского, радиоволнового излучения и в некоторых участках ультрафиолетовой и видимой областей спектра. В фотосфере возникают образования с температурой около 4600 К, неправильной формы, с сильными магнитными полями — солнечные пятна. Они появляются группами в зонах $35\text{--}5^\circ$ по обе стороны от солнечного экватора и существуют от нескольких часов до нескольких месяцев. Весь комплекс явлений, происходящих в солнечной атмосфере, называют солнечной активностью. Для количественной оценки используются разные индексы, самый распространенный — число Вольфа W : $W = k(f + 10g)$, где k — эмпирический коэффициент, f — числа пятен, g — число их групп. Число Вольфа обнаруживает колебания во времени со средним периодом около 11 лет (при изменении отдельных периодов от 7 до 17 лет). Число Вольфа во время минимума солнечной активности изменяется от 0 до 11, а во время максимума — от 40 до 240. В течение 11-летнего цикла меняется не только число солнечных пятен, но и положение зоны их образования. Кроме колебания с периодом около 11 лет, наблюдения позволили выявить ряд колебаний солнечной активности с другими периодами (27 сут, 22 года, 80 лет). Актуальна проблема связи солнечной активности с процессами и явлениями в земной атмосфере — солнечно-земных связей, в целом она еще не решена. Остается неясным механизм связи с солнечной активностью погодообразующих процессов, наблюдаемых в тропосфере и стратосфере.

Спектр излучения Солнца принято делить на ряд областей: гамма-излучение ($\lambda < 10^{-5}$ мкм); рентгеновское излучение (10^{-5} мкм $< \lambda < 10^{-2}$ мкм); ультрафиолетовая радиация (0,01 мкм $< \lambda < 0,39$ мкм); видимое излучение спектра или видимый свет (0,39 мкм $< \lambda < 0,76$ мкм), который в свою очередь подразделяется на семь цветов:

	Длина волны, мкм
Фиолетовый	0,390–0,455
Синий	0,455–0,485
Голубой	0,485–0,505
Зеленый	0,505–0,575
Желтый	0,575–0,585
Оранжевый	0,585–0,620
Красный	0,620–0,760

Выделяют также инфракрасную радиацию (0,76 мкм $< \lambda < 3000$ мкм); радиоволновое излучение ($\lambda > 0,3$ см), ближний ультрафиолетовый (0,29–0,39 мкм) и ближний инфракрасный (0,76–2,4 мкм) участки спектра.

Свыше 95 % излучения Солнца приходится на область оптического окна (0,29–2,4 мкм), включающего видимый, ближние ультрафиолетовый и инфракрасный участки спектра. Область называется так, поскольку именно здесь земная атмосфера наиболее прозрачна для солнечного излучения (пропускает 80%), в то время как излучение в дальних ультрафиолетовой и инфракрасной областях (1 и 3,6%) почти полностью поглощается атмосферой.

Излучательная способность Солнца близка к излучательной способности абсолютно черного тела с температурой около 5800 К. В табл. 6.1.1. (справочник) приведено распределение по длинам волн солнечной радиации на верхней границе земной атмосферы. Излучение Солнца близко к излучению абсолютно черного тела только в видимой и ближних инфракрасной и ультрафиолетовой областях спектра. В интервале 0,29–0,21 мкм излучение Солнца убывает с длиной волны быстрее, чем у черного тела. Однако далее оно убывает медленнее, и уже вблизи $\lambda \approx 0,1$ мкм Солнце излучает в 2–3 раза больше энергии, чем черное тело. При $\lambda < 0,05$ мкм излучение Солнца резко отличается от излучения черного тела. Это объясняется тем, что в области $\lambda < 0,2$ мкм интенсивность излучения фотосферы снижается до минимума и основным источником излучения служит горячая плазма верхней хромосферы и нижней короны Солнца.

Таблица 6.1.1

Спектральная плотность потока I_{λ}^* Вт/(см² · мкм) на верхней границе атмосферы и доля потока солнечной радиации D_{λ} (%)

λ , мкм	I_{λ}^*	D_{λ}	λ мкм	I_{λ}^*	D_{λ}
0,18	0,0001	0,00	0,64	0,1544	40,42
0,20	0,0011	0,01	0,66	0,1486	42,16
0,22	0,0057	0,05	0,68	0,1427	44,81
0,24	0,0063	0,14	0,70	0,1369	46,88
0,26	0,0130	0,27	0,72	0,1314	48,86
0,28	0,0222	0,56	0,75	0,1235	51,69
0,30	0,0514	1,21	0,80	0,1107	56,02
0,32	0,0830	2,22	1,00	0,0746	69,46
0,34	0,1074	3,72	1,20	0,0484	78,39
0,36	0,1068	5,32	1,40	0,0336	84,34
0,38	0,1120	7,00	1,60	0,0244	88,61
0,40	0,1429	8,73	1,80	0,0159	91,59
0,42	0,1747	11,22	2,00	0,0103	93,49
0,44	0,1810	13,73	3,00	0,0031	97,83
0,46	0,2066	16,65	4,00	0,0009	99,06
0,48	0,2074	19,68	5,00	0,0004	99,51
0,50	0,1942	22,60	6,00	0,0002	99,72
0,52	0,1833	25,38	7,00	0,0001	99,82
0,54	0,1783	28,08	8,00	0,0001	99,88
0,56	0,1695	30,65	10,00	0,0000	99,44
0,58	0,1715	33,18	15,00	0,0000	99,98
0,60	0,1666	35,68	20,00	0,0000	99,99

Интенсивность излучения Солнца в области коротких волн подвержена резким колебаниям во времени — в десятки и сотни раз в 11-летнем цикле солнечной активности. Они оказывают определенное влияние на процессы, протекающие в верхних слоях земной атмосферы. Но даже резкие колебания этих излучений практически не сказываются на интегральном потоке солнечной радиации, для которого характерно постоянство во времени. Считая Солнце по своим характеристикам близким к абсолютно черному телу, можно оценить температуру Солнца. При этом разные методы дают несколько различные результаты. Максимум излучательной способности Солнца приходится на видимый участок спектра, на длину волны $\lambda_m = 0,4738$ мкм. На основании закона Вина получаем температуру Солнца $T_c = 6116$ K, второй метод определения температуры основан на формуле (6.1.17) для потока излучения и на понятии солнечной постоянной. Количество солнечной радиации, поступающее в единицу времени на единичную поверхность на верхней границе земной атмосферы, перпендикулярную солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли

от Солнца, называется солнечной постоянной. Обозначим солнечную постоянную через I_0^* . Точное значение солнечной постоянной не установлено до настоящего времени. Возможности для определения I_0^* появились на основе наблюдений потока солнечной радиации с помощью метеорологических спутников, согласно им вероятное значение солнечной постоянной заключено в интервале 1,368–1,377 кВт/м². Международная комиссия по радиации рекомендовала значения $I_0^* = 1,37$ кВт/м². Некоторые исследователи предложили ввести понятие метеорологической солнечной постоянной, она представляет собой поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы в спектральном интервале 0,346–2,4 мкм и равна 1,25 кВт/м². Из спектра солнечной радиации исключается та часть излучения, которая не достигает тропосферы и не оказывает влияния на ее тепловой режим. Количество энергии, излучаемое Солнцем, распределяется между различными участками спектра следующим образом: ультрафиолетовая область ($\lambda < 0,39$ мкм) — около 9 %, видимый участок спектра ($0,39 \text{ мкм} \leq \lambda \leq 0,76 \text{ мкм}$) — 47 %, инфракрасная область ($\lambda > 0,76 \text{ мкм}$) — 44 %.

6.2. Влияние атмосферы на излучение

Поглощение солнечной радиации в атмосфере. Солнечная радиация, приходящая на верхнюю границу атмосферы, достигая поверхности земли, испытывает разные изменения. Она рассеивается молекулами воздуха, содержащимися в атмосфере примесями и частично поглощается. К основным газам, поглощающим солнечную радиацию, относятся водяной пар, озон, углекислый газ, а также кислород и ряд малых газовых примесей. Солнечная радиация в результате поглощения преобразуется в другие виды энергии (тепловую или электрическую). Процесс поглощения солнечной радиации в атмосфере носит выборочный (селективный) характер.

Озон (O₃). Как показывают наблюдения, спектр солнечной радиации, достигающей земной поверхности, резко обрывается на длине волны около 0,3 мкм. Резкое ослабление потока солнечной радиации в области ультрафиолетового участка спектра объясняется поглощением радиации озоном. Существует большое число полос поглощения озоном по всему спектру, сильная полоса приходится на интервал 0,22–0,29 мкм, в котором коэффициенты поглощения большие (максимум на $\lambda = 0,2553$ мкм). На этой длине волны десятичный объемный коэффициент поглощения $k'_\lambda = 126,5 \text{ см}^{-1}$. В полосе 0,31–0,36 мкм поглощение озона слабее, значения k'_λ не

превышают $0,79 \text{ см}^{-1}$. В видимом участке спектра существует широкая полоса поглощения озона $0,44\text{--}0,75 \text{ мкм}$, в максимуме которой значение $k'_\lambda = 0,0594 \text{ см}^{-1}$. Во всех трех полосах k'_λ увеличивается с повышением температуры. В инфракрасной области выделяют сильные полосы поглощения озона с центрами на длинах волн 4, 75, 9,6 и 14,1 мкм (9,6 мкм самая сильная). Средние коэффициенты поглощения в инфракрасной области зависят от приведенной толщины слоя озона и атмосферного давления, а в ультрафиолетовой и видимой областях такая зависимость не наблюдается. Основные полосы поглощения молекулярного кислорода приходятся на ультрафиолетовую область спектра ($0,13\text{--}0,24 \text{ мкм}$).

Водяной пар (H_2O) и углекислый газ (CO_2). Они имеют сложный спектр, полосы поглощения расположены в видимой и инфракрасной областях. Основные полосы поглощения водяного пара приходятся на длины волн 0,72; 0,84; 0,94; 1,14; 1,38; 1,87; 2,70 и 3,20 мкм, а углекислого газа — на длины волн 1,44; 1,60; 2,02; 2,70 и 4,31 мкм (указаны центры). Ослабление общего (интегрального) потока солнечной радиации находится путем суммирования ослабления спектральных потоков в полосах поглощения. Функция пропускания водяным паром интегрального потока солнечной радиации представляется как

$$p(Q_n) = \sum_{i=1}^3 b_i \exp(-\beta_i Q_n),$$

где $b_1 = 0,077$; $b_2 = 0,145$ и $b_3 = 0,778$; $\beta_1 = 5,83$; $\beta_2 = 0,145$ и $\beta_3 = 0,002$ (если Q_n — в кг/м^2). Наибольший вклад вносит третье слагаемое (b_3 велико, β_3 мало). Масса водяного пара больше массы других поглощающих газов (CO_2 , O_3), на его долю приходится основная часть поглощенной радиации. Проанализируем функции пропускания солнечной радиации для слоев воды различной толщины h по месяцам май, июль.

$h, \text{ м}$	0,5	1	2	3	5	8	10	15	20
$P_{\text{май}}$	0,49	0,38	0,27	0,22	0,12	0,06	0,04	0,01	0,00
$P_{\text{июль}}$	0,48	0,43	0,34	0,28	0,19	0,12	0,09	0,05	0,03

Слой воды толщиной 0,5 м поглощает поток солнечной радиации более чем наполовину, а 10 м — на 90%.

Солнечную радиацию поглощают также атмосферные примеси. В слое атмосферы 0,3–8,4 км водяной пар и углекислый газ поглощают $0,052 \text{ кВт/м}^2$, аэрозоль — $0,066 \text{ кВт/м}^2$. При сильной мутности атмосферы поглощение солнечной радиации твердыми примесями значительно. В нижнем слое до 5 км общее поглощение солнечной радиации в 12 раз превышает поглощение водяным паром.

Солнечную и длинноволновую (земную) радиацию не поглощает основной по массе газ — азот.

Рассеяние солнечной радиации. Атмосфера — мутная среда, это связано с наличием в ней примесей, взвешенных в воздухе твердых или жидких частиц различных размеров. Они частично поглощают проходящую через атмосферу солнечную радиацию и рассеивают. Но и в отсутствие примесей атмосфера является мутной средой, рассеивающей радиацию, так как в качестве элементов мутности выступают молекулярные комплексы, в которых изменение числа молекул и расстояний между ними приводит к колебаниям плотности. Рассеяние на молекулярных комплексах называют молекулярным, а на частицах примесей — аэрозольным. Сущность рассеяния заключается в форме взаимодействия переменного поля падающей электромагнитной волны с частицей, находящейся в среде, благодаря чему частица становится источником новых электромагнитных волн — рассеянной радиации. Задача о рассеянии радиации сводится к решению системы уравнений Максвелла с заданными граничными условиями. Из анализа уравнений следует, что падающий поток радиации определенной длины волны создает поток рассеянной радиации с той же длиной волны. Большое влияние на решение оказывают геометрическая структура мутной среды и ее физические свойства. Геометрическая структура среды характеризуется безразмерными параметрами r/λ и l/λ , где r — радиус частицы, l — расстояние между частицами и λ — длина волны падающей радиации. Законы рассеяния оказываются различными для случаев, когда $r \ll \lambda$ и когда размер частицы соизмерим с длиной волны падающей радиации или превышает ее. Если $l/\lambda \gg 1$, то частицы можно рассматривать как независимые излучатели, так как частицы расположены хаотично и явление интерференции наблюдаться не будет (складываться будут не поля отдельных частиц, а интенсивности рассеянного излучения). Свойства среды и рассеивающих частиц характеризуются комплексным показателем преломления $m = n(1 + ik)$, где n — абсолютный показатель преломления; k — характеристика поглощения, связанная с показателем поглощения k соотношением $4\pi k = k\lambda$.

Молекулярное рассеяние. Ослабление солнечной радиации в нижних слоях атмосферы происходит в основном под влиянием рассеяния, поглощение играет меньшую роль. Поэтому вместо комплексного показателя m можно использовать лишь вещественный показатель n , так как $k \approx 0$. В основе теории молекулярного рассеяния лежат следующие предположения:

– радиус рассеивающих диэлектрически однородных шарообразных частиц значительно меньше длины волны ($r \ll \lambda$);

– показатель преломления частиц мало отличается от показателя преломления среды, причем $n\mu < 1$, где $\mu = 2\pi r/\lambda$;

– частицы рассеивают свет независимо друг от друга, для чего должно выполняться условие $l \gg \lambda$;

– рассеянный свет наблюдается на расстоянии $R \gg r$. Количество лучистой энергии di_λ^g , рассеянной элементом объема dV в направлении, составляющем с падающим лучом угол ϑ , в пределах телесного угла $d\omega$ записывается в виде

$$di_\lambda^g = k_\lambda^g F_\lambda dV d\omega, \quad (6.2.1)$$

где F_λ — падающий монохроматический поток, k_λ^g — объемный показатель рассеяния радиации в направлении ϑ . В случае падения на частицу неполяризованного света (солнечной радиации) и выполнения предположений

$$k_\lambda^g = \frac{\pi^2 (n^2 - 1)^2}{2N\lambda^4} (1 + \cos^2 \vartheta), \quad (6.2.2)$$

где N — число рассеивающих частиц в единичном объеме воздуха. Можно представить k_λ^g в виде произведения

$$k_\lambda^g = \kappa_\lambda \gamma(\vartheta), \quad (6.2.3)$$

где множитель κ_λ зависит от свойств среды (n и N) и длины волны λ , а множитель $\gamma(\vartheta)$ характеризует распределение рассеянного света.

Функцию $\gamma(\vartheta)$ называют функцией рассеяния, а векторную диаграмму, изображающую зависимость рассеянной радиации от направления, называют индикатрисой рассеяния. В случае молекулярного рассеяния индикатриса, согласно выражению (6.2.2), имеет вид

$$\gamma(\vartheta) = 1 + \cos^2 \vartheta. \quad (6.2.4)$$

Из формулы следует, что в случае молекулярного рассеяния яркость рассеянного света максимальна вдоль ($\vartheta = 0$) и против ($\vartheta = 180^\circ$) падающего луча и минимальна — в перпендикулярных направлениях ($\vartheta = 90^\circ$, $\vartheta = 270^\circ$). Минимальная яркость в 2 раза меньше максимальной. В отличие от падающего (неполяризованного) света рассеянный свет — частично поляризованный и степень поляризации при молекулярном рассеянии описывается выражением

$$P = \frac{1 - \cos^2 \vartheta}{1,06 - \cos^2 \vartheta}. \quad (6.2.5)$$

Выражение показывает, что рассеянный свет неполяризован ($P = 0$) вдоль ($\vartheta = 0$) и против ($\vartheta = 180^\circ$) падающего луча, почти полностью поляризован ($P = 0,94$) в направлениях, перпендикулярных этому лучу, и частично поляризован ($0 < P < 1$) во всех других направлениях. Распределение (по направлениям ϑ) яркости неполяризованного рассеянного света изображается внутренней (двухлестковой) кривой, отрезки между этой кривой и индикатрисой рассеяния (внешняя кривая) представляют собой яркость поляризованного рассеянного света. Важная особенность молекулярного рассеяния состоит в том, что как энергетическая яркость, так и общее количество рассеянной единичным объемом радиации очень сильно зависят от длины волны падающей радиации: показатель рассеяния k изменяется обратно пропорционально четвертой степени длины волны. Если принять коэффициент рассеяния для красного цвета (0,7 мкм) за единицу, для более коротких волн видимого участка спектра получим:

λ , мкм 0,62 0,57 0,52 0,47 0,44

k_λ/k 0,7 1,6 2,2 3,3 4,9 6,4

В рассеянной радиации на долю более коротких волн (фиолетовый, синий, голубой) приходится, по сравнению с более длинными волнами (оранжевый, красный), больше энергии, чем в приходящей (прямой) солнечной радиации, т.е. рассеянный на молекулярных комплексах свет уже не остается таким же белым, как прямая солнечная радиация, а имеет сине-голубой цвет. Поступающая от атмосферы рассеянная радиация создает цвет неба, когда рассеяние солнечной радиации происходит на молекулярных комплексах (атмосфера чистая), небесный свод имеет сине-голубой цвет и синева неба тем значительнее, чем меньше в атмосфере примесей. С увеличением высоты уменьшается плотность воздуха, а вместе с ней и показатель ослабления, количество рассеянной радиации сокращается и, следовательно, уменьшается яркость небесного свода. С высотой небо становится более синим и более темным (фиолетовым). Отметим, что зависимостью состава рассеянного света от длины волны объясняется также голубоватый цвет удаленных от наблюдателя предметов.

Аэрозольное рассеяние. Когда размеры частиц сравнимы с длиной волны падающей радиации, их нельзя уже рассматривать как излучающие диполи, поэтому законы рассеяния света на крупных частицах отличаются от молекулярного рассеяния. В атмосфере встречаются крупные частицы двух видов: непрозрачные, например, пыль и прозрачные — капли воды. Капли в ультрафиолетовом и видимом участках спектра поглощают слабо, абсолютный показатель преломления воды в этой области убывает с ростом λ , в среднем

составляет $n = 1,33$. Объемный коэффициент ослабления k_λ для крупных частиц представляется выражением

$$k_\lambda = \pi r^2 K(\mu, m) N, \quad (6.2.6)$$

где $K(\mu, m)$ — эффективное сечение рассеяния, т.е. функция от $\mu = 2\pi r/\lambda$ и комплексного показателя преломления m ; N — число частиц в единице объема. При очень больших частицах используется формула

$$k_\lambda = \pi r^2 N. \quad (6.2.7)$$

Кривая функции $K(\mu)$ для случая каплей воды ($n = 1,33$) имеет несколько максимумов, $K(\mu)$ близка к 2, начальный участок кривой до первого максимума (при малых μ) соответствует молекулярному рассеянию. В дальнейшем характер зависимости рассеяния от длины волны разнообразный, но если частица становится большой ($\mu > 40$), то рассеяние практически не зависит от длины волны (нейтральное). Если в атмосфере такие частицы присутствуют, то небо становится белесоватым, так как свет всех длин волн рассеивается в одинаковой степени и по этой же причине облака и туманы имеют белый цвет. Резко изменяется при аэрозольном рассеянии и индикатриса: чем крупнее частица, тем больше индикатриса вытягивается вперед, так как крупные частицы рассеивают в основном в направлении падающего луча. Максимум интенсивности рассеянного света вблизи $\theta = 140^\circ$ обуславливает явление, известное под названием первой радуги. Степень поляризации света при аэрозольном рассеянии значительно меньше, чем при молекулярном. В реальной атмосфере наблюдается и то и другое рассеяние, наличие в атмосфере примесей разных размеров и многократность рассеяния делают сложным ее расчет.

Выявление эмпирических зависимостей важно при расчетах аэрозольного рассеяния, закономерности рассеяния в реальной атмосфере сильно зависят от размеров атмосферных примесей, например от размеров водяных капель. Экспериментальные измерения потоков солнечной радиации позволили определить показатель рассеяния $k_\lambda(z)$ в разных слоях атмосферы. Общий показатель $k_\lambda(z)$ можно представить в виде суммы молекулярного $k_{\lambda m}(z)$ и аэрозольного $k_{\lambda a}(z)$ показателей рассеяния

$$k_\lambda(z) = k_{\lambda m}(z) + k_{\lambda a}(z). \quad (6.2.7)$$

Объемный показатель $k_\lambda = \alpha_\lambda \rho$ пропорционален плотности воздуха (ρ), которая убывает с высотой, поэтому и показатели $k_{\lambda m}$ и $k_{\lambda a}$ уменьшаются с увеличением высоты. По наблюдениям с метеорологических спутников установлено, что повышенная замутненность атмосферы отмечается на высоте 20 км.

Просуммированные по всей толщине атмосферы объемные показатели ослабления называются оптической толщиной атмосферы

$$\tau_{\lambda} = \int_0^{\infty} k_{\lambda}(z) dz \cdot \quad (6.2.8)$$

6.3. Коротковолновая и длинноволновая радиация в атмосфере

Электромагнитная радиация есть форма материи, отличная от вещества. Частным случаем ее является видимый свет, но к ней относятся и не воспринимаемые глазом гамма-лучи, рентгеновы, ультрафиолетовые, инфракрасные, радиоволны. Радиация распространяется по всем направлениям от ее источника, излучателя, в виде электромагнитных волн со скоростью, очень близкой к 300000 км/с. Электромагнитными волнами называются распространяющиеся в пространстве колебания, т.е. периодические изменения электрических и магнитных сил. Они вызываются движением электрических зарядов в излучателе.

Все тела, имеющие температуру выше 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 этой температурной радиацией, определяемой температурой излучающего тела и его излучательной способностью. Наша планета получает такую радиацию от Солнца; земная поверхность и атмосфера в то же время сами излучают температурную радиацию, но в других диапазонах длин волн. Радиоволны, возбуждаемые радиопередающими устройствами, как известно, имеют длины волн от миллиметров до километров. Температурная же радиация имеет длины волн от сотен микрометров (мкм) до тысячных долей микрометра, т.е. от десятых до миллионных долей миллиметра. Еще короче волны рентгеновского излучения и гамма-излучения, не являющиеся температурными (они связаны с внутриядерными процессами). Тепловая радиация имеет длины волн от сотен микрометров до тысячных долей микрометра ($1 \text{ мкм} = 10^{-6} \text{ м}$). Длины волн радиации измеряют с большой точностью, поэтому обычно выражают их в единицах, значительно меньших, чем микрометр, – в нанометрах. Нанометр ($1 \text{ нм} = 10^{-9} \text{ м}$) — миллиардная доля метра или тысячная доля микрометра. Например, длину волны 0,5937 мкм можно написать как 593,7 нм. Радиацию с длинами волн от 0,01 до 0,4 мкм называют ультрафиолетовой. Она невидима, т.е. не воспринимается глазом. Радиация от 0,40 до 0,76 мкм — это видимый

свет, воспринимаемый глазом. Свет с длиной волны около 0,40 мкм — фиолетовый, с длиной волны около 0,75 мкм — красный. На промежуточные длины волн приходится свет всех цветов спектра. Радиация с длинами волн больше 0,75 мкм и до нескольких сотен микрометров называется инфракрасной; она так же, как и ультрафиолетовая, невидима.

Коротковолновой называют 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 радиацией. К длинноволновой радиации относят радиацию земной поверхности и атмосферы с длинами волн от 4 до 100–120 мкм. Тело, испускающее температурную радиацию, охлаждается; его тепловая энергия переходит в энергию радиации, в лучистую энергию. Когда же радиация падает на другое тело и поглощается им, лучистая энергия переходит в другие виды энергии, главным образом в теплоту. Это значит, что температурная радиация нагревает тело, на которое она падает. К температурной радиации относятся известные из физики законы излучения Кирхгофа, Стефана–Больцмана, Планка, Вина. В частности, в соответствии с законом Стефана–Больцмана энергия излучаемой радиации растет пропорционально четвертой степени абсолютной температуры излучателя. Распределение энергии в спектре радиации, т. е. по длинам волн, зависит, по закону Планка, от температуры излучателя. В соответствии с законом Вина длина волны, на которую приходится максимум лучистой энергии, обратно пропорциональна абсолютной температуре излучателя. Это значит, что с повышением температуры максимум энергии перемещается на все более короткие волны. Указанные законы относятся к так называемому абсолютно черному телу, т.е. к телу, которое поглощает всю падающую на него радиацию и само излучает максимум радиации, возможный при данной температуре. Однако с определенными поправками они применимы ко всем телам. Некоторые вещества в особом состоянии излучают радиацию в большем количестве и в другом диапазоне длин волн, чем это следует по их температуре. Возможно, например, излучение видимого света при таких низких температурах, при которых вещество обычно не светится. Эта радиация, не подчиняющаяся законам температурного излучения, называется люминесценцией. Для этого вещество предварительно должно поглотить определенное количество энергии и прийти в так называемое возбужденное состояние, более богатое энергией, чем нормальное состояние вещества. При обратном

переходе вещества из возбужденного состояния в нормальное и возникает люминесценция. Люминесценцией объясняются полярные сияния и свечение ночного неба.

Основные потоки лучистой энергии в атмосфере. Главным источником энергии почти для всех процессов, развивающихся в атмосфере, является Солнце. Оно непрерывно излучает в окружающее мировое пространство громадное количество энергии, в основном в форме лучистой энергии, из которого на Землю поступает только одна двухмиллиардная часть. Однако в сравнении с этой энергией мощность всех остальных источников, как внешних по отношению к Земле (излучение звезд, космические лучи), так и внутренних (внутренняя теплота Земли, радиоактивные излучения и др.), в энергетическом отношении пренебрежимо мала. Часть солнечной радиации представляет собой видимый свет. Тем самым Солнце является для Земли не только источником тепла, но и света, важного для жизни на нашей планете.

Солнечная радиация (лучистая энергия Солнца) на пути от внешних пределов атмосферы до земной поверхности подвергается ряду существенных изменений, происходящих вследствие ее поглощения, рассеяния и других преобразований. Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от солнечного диска, называют прямой солнечной радиацией (I') в отличие от радиации, рассеянной в атмосфере. Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям. Но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность на Земле в виде пучка параллельных лучей, исходящего как бы из бесконечности. Даже земной шар в целом так мал в сравнении с расстоянием от Солнца, что всю солнечную радиацию, падающую на него, без заметной погрешности можно считать пучком параллельных лучей. Приток прямой солнечной радиации на земную поверхность или на любой вышележащий уровень в атмосфере характеризуется интенсивностью радиации, т.е. количеством лучистой энергии на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам. Эту величину называют еще потоком радиации, а также плотностью потока радиации. К земной поверхности приходит также некоторая доля радиации, рассеянной атмосферными газами и аэрозольными примесями. Эта часть солнечной радиации приходит к земной поверхности со всех точек небесного свода и называется рассеянной солнечной радиацией (i). Прямая и рассеянная солнечная радиация в сумме дают суммарную радиацию (Q).

Частично солнечная радиация поглощается молекулами атмосферных газов и примесями, переходит в теплоту и идет на нагревание атмосферы. Не рассеянная и не поглощенная в атмосфере прямая солнечная радиация достигает земной поверхности. Она частично отражается от земной поверхности, а в большей степени поглощается ею и нагревает ее. Часть рассеянной радиации также достигает земной поверхности, частично от нее отражается и частично ею поглощается. Та часть солнечной радиации, которая отражается земной поверхностью, а также и атмосферой (в основном облаками), носит название отраженной радиации.

Вместе с тем нагретая земная поверхность сама является источником теплового излучения, направленного к атмосфере. Это земное излучение, или земная радиация. В свою очередь и любой объем атмосферы также излучает радиацию. Это излучение атмосферы направлено во все стороны и частично достигает земной поверхности, образуя противоизлучение атмосферы. Часть излучения уходит в мировое пространство и составляет уходящее излучение атмосферы. Земная и атмосферная радиация так же, как и солнечная радиация, поглощается и отражается. В результате поглощения и рассеяния радиации в атмосфере прямая радиация, дошедшая до земной поверхности, изменяется. Интенсивность радиации уменьшается, а спектральный состав ее изменяется, так как лучи разных длин волн поглощаются и рассеиваются в атмосфере по-разному (рис. 6.3.1). В самом лучшем случае, т.е. при наиболее высоком стоянии Солнца и при достаточной чистоте воздуха, можно измерить на уровне моря интенсивность прямой радиации около $1,6 \text{ кВт/м}^2$. В горах, на высотах порядка 4–5 км, наблюдалась интенсивность до $1,8 \text{ кВт/м}^2$ и более. По мере приближения Солнца к горизонту и увеличения толщи воздуха, проходимой солнечными лучами, интенсивность прямой радиации все более убывает.

Все указанные разнообразные потоки лучистой энергии отличаются по своему спектральному составу. Основная доля солнечной радиации в связи с высокой температурой излучателя — Солнца — приходится на область длин волн 0,1–4,0 мкм (99%), включающую видимую область спектра (0,4–0,75 мкм), в пределах которой излучения воспринимаются глазом. Излучения земной поверхности и атмосферы локализованы в области значительно более длинных волн. Исходя из этого различия в спектральном составе, прямую и рассеянную солнечную радиацию называют коротковолновой, а излучение Земли и атмосферы — длинноволновой радиацией.

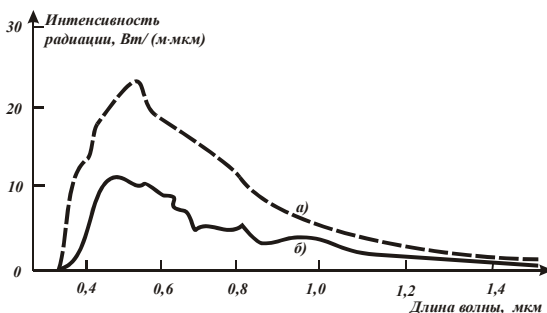


Рис. 6.3.1. Распределение лучистой энергии в спектре солнечной радиации на границе атмосферы (а) и у земной поверхности (б)

Таким образом, в атмосфере имеется целая система потоков лучистой энергии, разных по их спектральному составу и различно направленных. Изучение всех этих потоков направлено прежде всего на определение количества энергии, переносимой каждым из них, и той ее доли, которая переходит в тепло. Оценивая с энергетической стороны сумму всех потоков, пронизывающих некоторую поверхность, можно найти для этой поверхности приход-расход лучистой энергии — радиационный баланс. Изучением всех потоков лучистой энергии в атмосфере занимается актинометрия.

Прямая и рассеянная солнечная радиация. На актинометрических станциях непосредственно измеряют интенсивность прямой солнечной радиации, поступающей на перпендикулярную солнечным лучам поверхность. Приход прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность I' рассчитывается по формуле $I' = I \sin h_{\odot}$, где h — высота Солнца в момент наблюдения, I — поток солнечной радиации на перпендикулярную им поверхность. Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют инсоляцией. Поток прямой солнечной радиации зависит от прозрачности атмосферы. При одной и той же высоте Солнца поток прямой радиации в низких широтах, где в атмосфере содержится много водяного пара и пыли, должен быть меньше, чем в высоких. Однако прозрачность атмосферы влияет на этот поток почти так же, как высота Солнца, от которой зависит число проходимых масс атмосферы. Об этом свидетельствуют результаты наблюдений на станциях, расположенных на разных широтах. Например, в бухте Тикси максимальный поток прямой радиации составил $0,91 \text{ кВт/м}^2$, в Павловске — $1,00 \text{ кВт/м}^2$, в Москве — $1,03 \text{ кВт/м}^2$, в Ташкенте — $1,06$

кВт/м². Как видим, максимальные значения радиации очень мало растут с убыванием географической широты, несмотря на рост высоты Солнца.

Поток прямой радиации увеличивается с увеличением высоты места над уровнем моря, так как чем выше находится пункт наблюдения, тем меньшая толща атмосферы пронизывается солнечными лучами и тем меньше они ослабляются. Если бы прозрачность атмосферы в течение дня не менялась, то изменение прямой радиации было бы симметрично относительно полудня: от нуля в момент восхода она сначала быстро, а потом более медленно увеличивалась бы до наибольшего значения, достигаемого в полдень, а затем так же плавно, сначала медленно, а потом более быстро уменьшалась до нуля в момент захода Солнца. Потоки были бы одинаковыми в часы, симметричные относительно полудня. Но прозрачность атмосферы в течение дня не остается постоянной. В послеполуденные часы, в результате усиления восходящих движений воздуха, поднимающих пыль и водяной пар, прямая радиация начинает уменьшаться, максимальное ее значение наблюдается не в полдень, а около 10 ч.

Суточный ход прямой радиации может быть разным в течение года, так как меняются продолжительность дня и высота Солнца. Суточный ход прямой радиации, поступающей на перпендикулярную лучам и горизонтальную поверхности, также различен вследствие неодинакового угла падения лучей на эти поверхности. Приход прямой радиации на горизонтальную поверхность во все часы дня меньше, чем на перпендикулярную лучам поверхность. Особенно велико это различие зимой, когда мала высота Солнца над горизонтом. Суточный ход прямой радиации зависит еще и от широты места: в низких широтах максимум в околополуденные часы выражен значительно резче, чем в высоких. Причина в том, что с приближением к полюсу меньше изменяется высота Солнца в течение дня. На полюсах, например, изменение высоты Солнца на протяжении суток настолько незначительно, что здесь суточный ход прямой радиации практически отсутствует. Но прозрачность атмосферы в течение дня меняется в некоторых пределах. Поэтому кривая дневного хода радиации даже в безоблачный день обнаруживает некоторые вариации. При многолетнем осреднении изменение радиации в течение дня более равномерно (рис. 6.3.2).

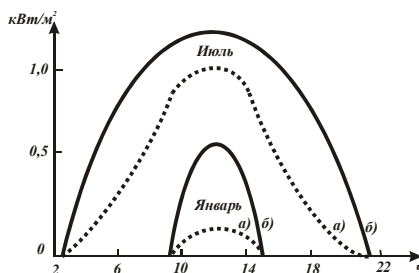


Рис. 6.3.2. Суточный ход интенсивности прямой солнечной радиации в январе и в июле, г. Москва: *а* — на горизонтальную поверхность, *б* — на поверхность, перпендикулярную к лучам

Различия интенсивности радиации в полдень связаны с изменениями полуденной высоты солнца, которая зимой меньше, чем летом. Минимальная интенсивность в умеренных широтах приходится на декабрь, когда высота солнца самая низкая. Но максимальная интенсивность приходится не на летние месяцы, а на весенние. Весной воздух наименее замутнен продуктами конденсации и мало запылен. Летом запыление возрастает, увеличивается содержание водяного пара в атмосфере, что уменьшает интенсивность радиации. Наиболее резко выражен годовой ход прямой радиации на полюсе. В зимнее полугодие солнечная радиация здесь отсутствует, а к моменту летнего солнцестояния достигает максимума. На экваторе, наоборот, амплитуда годового хода прямой радиации наименьшая. Кроме того, на экваторе годовой ход прямой радиации имеет вид двойной волны: максимумы — в дни весеннего и осеннего равноденствия, минимумы — летнего и зимнего солнцестояния.

Интенсивность рассеянной радиации, измеряемая для единицы горизонтальной поверхности, также меняется в течение дня. Она возрастает до полудня по мере возрастания высоты солнца и далее убывает. Зависит она и от прозрачности атмосферы, однако уменьшение прозрачности увеличивает рассеянную радиацию. Кроме того, рассеянная радиация в очень широких пределах меняется в зависимости от облачности. Радиация, отраженная облаками, также частично рассеивается, от этого общая интенсивность рассеянной радиации возрастает. По той же причине отражение радиации снежным покровом увеличивает рассеянную радиацию. В безоблачные дни рассеянная радиация невелика. Даже при высоком солнце, т.е. в полуденные часы летом, ее интенсивность в отсутствие облаков не превышает $0,15 \text{ кВт/м}^2$ (г. Москва). Облачность увеличивает эту

величину в 3–4 раза. В Арктике, при сравнительно тонких облаках и снежном покрове, рассеянная радиация летом может достигать $0,70 \text{ кВт/м}^2$. Очень велика она летом и в Антарктиде. С увеличением высоты места над уровнем моря интенсивность рассеянной радиации убывает. Рассеянная радиация может, таким образом, существенно дополнять прямую солнечную радиацию, особенно при низком солнце. Рассеянная радиация не только увеличивает нагревание земной поверхности. Она увеличивает и освещенность земной поверхности. Существенно (до 40%) увеличивается общая освещенность, если на небе есть облака, не закрывающие солнечный диск. Количество лучистой энергии, которое поступает на единичную площадку на внешней границе атмосферы, расположенную перпендикулярно солнечным лучам и находящуюся на среднем расстоянии Земли от Солнца, называют солнечной постоянной. Условие «на внешней границе атмосферы» означает, что рассматривается 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. Солнечная постоянная зависит от излучательной способности Солнца, от расстояния Земля — Солнце. Если рассматривать геологическую историю Земли, то солнечная постоянная менялась. Эти изменения происходили в масштабах времени порядка нескольких миллиардов лет, но в течение больших промежутков времени она постоянна.

Суммарная радиация. Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, прямую и рассеянную вместе, называют суммарной радиацией. Интенсивность суммарной радиации равна

$$Q = I' + i,$$

где I' — интенсивность прямой радиации, i — интенсивность рассеянной радиации. 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 дополуденные часы в среднем больше, чем в послеполуденные. По той же причине в первую половину года он больше, чем во вторую. Полуденные значения суммарной радиации в летние месяцы при безоблачном небе в среднем $0,78 \text{ кВт/м}^2$, при сплошной облачности $0,26 \text{ кВт/м}^2$ (г. Москва).

Поглощение и отражение солнечной радиации. В атмосфере поглощается сравнительно небольшое количество солнечной

радиации, при этом главным образом в инфракрасной части спектра. Это поглощение — избирательное: разные газы поглощают радиацию в разных участках спектра и в разной степени.

Азот поглощает радиацию только очень малых длин волн в ультрафиолетовой части спектра. Энергия солнечной радиации в этом участке спектра совершенно ничтожна, и потому поглощение азотом практически не отражается на интенсивности солнечной радиации. В большей степени, но все же очень мало поглощает солнечную радиацию кислород — в двух узких участках видимой части спектра и в ультрафиолетовой его части. Более сильным поглотителем солнечной радиации является озон. Он поглощает 3% прямой солнечной радиации. Его содержание мало, но тем не менее он настолько сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию, что из солнечной постоянной теряется несколько процентов. В результате поглощения в верхних слоях атмосферы в солнечном спектре у земной поверхности не наблюдаются волны короче 0,29 мкм. Сильно поглощает радиацию в инфракрасной области спектра углекислый газ, но его содержание в атмосфере ничтожно, и поэтому поглощение незначительно. Основным же поглотителем радиации в атмосфере является водяной пар, сосредоточивающийся в тропосфере особенно в нижней ее части. Из общего состава солнечной радиации водяной пар поглощает значительную долю в инфракрасной области спектра. Хорошо поглощают солнечную радиацию также атмосферные аэрозоли. В целом на поглощение водяным паром и на аэрозольное поглощение приходится около 15%, остальные 5% поглощаются облаками. В целом в атмосфере поглощается около 23% радиации, приходящей от Солнца к Земле. В каждом отдельном месте поглощение меняется с течением времени в зависимости от переменного содержания в воздухе поглощающих субстанций и высоты солнца над горизонтом.

Падая на земную поверхность, суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем, тонком слое почвы или воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности. Отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность, называется альбедо (r) поверхности и выражается в долях единицы или процентах. Итак, часть общего потока суммарной радиации отражается от земной поверхности. Остальная часть суммарной радиации поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды, ее называют поглощенной радиацией.

Альbedo поверхности почвы находится в пределах 10–30%, в случае влажного чернозема оно снижается до 5%, а в случае сухого светлого песка может повышаться до 40%. С возрастанием влажности почвы альbedo снижается. Альbedo растительного покрова — леса, луга, поля — заключается в пределах 10–25%. Для свежевывавшего снега альbedo составляет 80–90%, для давно лежащего снега — 50% и ниже. Альbedo гладкой водной поверхности для прямой радиации меняется от нескольких процентов при высоком солнце до 70% при низком солнце. Для рассеянной радиации альbedo водных поверхностей — 5–10%. В среднем альbedo поверхности мирового океана составляет 5–20%. Альbedo верхней границы облаков — от нескольких процентов до 70–80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова, в среднем — 50–60%. Приведенные значения относятся к отражению солнечной радиации не только видимой части, но и во всем ее спектре. Преобладающая часть радиации, отраженной земной поверхностью и верхней поверхностью облаков, уходит за пределы атмосферы в мировое пространство. Также уходит в мировое пространство часть рассеянной радиации, около одной трети. Отношение этой уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающему в атмосферу, носит название планетарного альbedo Земли, или просто альbedo Земли. Планетарное альbedo Земли близко к 35%. Основную часть планетарного альbedo Земли составляет отражение солнечной радиации облаками.

Излучение земной поверхности и атмосферы. Верхние слои почвы и воды, снежный покров и растительность сами излучают длинноволновую радиацию; эту земную радиацию чаще называют собственным излучением земной поверхности. Интенсивность собственного излучения (отдачу лучистой энергии с единицы горизонтальной поверхности) можно рассчитать, зная абсолютную температуру земной поверхности. По закону Стефана—Больцмана излучение с каждого квадратного метра абсолютно черной поверхности при абсолютной температуре T равно $E = \sigma T^4$, где постоянная $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{К}^4$ (рис. 6.3.3).

Земная поверхность излучает почти как абсолютно черное тело, и интенсивность ее излучения E_w может быть определена по формуле выше. При 15°C, или 288К, E_w равно $3,73 \cdot 10^2 \text{ Вт/м}^2$. Такая большая отдача радиации с земной поверхности приводила бы к ее быстрому охлаждению, если бы этому не препятствовал обратный процесс — поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью. Абсолютные температуры земной поверхности

заканчиваются между 190 и 350°. При таких температурах испускаемая радиация заканчивается в пределах 4–120 мкм, а максимум ее энергии приходится на длины волн 10–15 мкм. Следовательно, вся радиация инфракрасная, не воспринимаемая глазом.

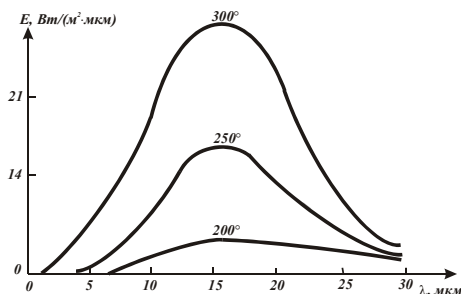


Рис. 6.3.3. Излучение абсолютно черного тела (К)

Встречное излучение. Атмосфера нагревается, поглощая как солнечную радиацию (около 15% от всего количества, приходящего к Земле), так и собственное излучение земной поверхности. Кроме того, она получает тепло от земной поверхности путем теплопроводности, а также при испарении и последующей конденсации водяного пара. Будучи нагретой, атмосфера излучает сама. Так же, как и земная поверхность, она излучает невидимую инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн. Большая часть (70%) атмосферной радиации приходит к земной поверхности, остальная часть уходит в мировое пространство. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением (E_a), потому что оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности. Земная поверхность поглощает это встречное излучение почти целиком (на 95–99%). Таким образом, оно является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации. Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами сильно излучают. Для равнинных станций умеренных широт средняя интенсивность встречного излучения 0,21–0,28 кВт/м², на горных станциях — порядка 0,07–0,14 кВт/м². Это уменьшение встречного излучения с высотой объясняется уменьшением содержания водяного пара. Наибольшее встречное излучение — у экватора, где атмосфера наиболее нагрета и богата водяным паром. Здесь оно составляет 0,29–0,36 кВт/м² в среднем годовом, а к полярным широтам убывает до 0,21

кВт/м². Основной субстанцией в атмосфере, поглощающей земное излучение и посылающей встречное излучение, является водяной пар. Он поглощает инфракрасную радиацию в большой области спектра — от 4,5 до 80 мкм, за исключением интервала между 8,5 и 11 мкм. При среднем содержании водяного пара в атмосфере радиация с длинами волн 5,5–7,0 мкм и более поглощается почти полностью, радиация других длин волн — частично, и только в интервале 8,5–11 мкм земное излучение проходит сквозь атмосферу в мировое пространство.

Эффективное излучение. Встречное излучение всегда несколько меньше земного. Поэтому ночью, когда солнечной радиации нет, и к земной поверхности приходит только встречное излучение, земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излучением (B_a). Разность между собственным излучением земной поверхности (B_0) и поглощенной ею частью встречного излучения (δB_a) атмосферы называют эффективным излучением (B^*)

$$B^* = B_0 - \delta B_a.$$

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а следовательно, и тепла с земной поверхности ночью. Интенсивность эффективного излучения в ясные ночи составляет около 0,7–0,10 кВт/м² на равнинных станциях умеренных широт и 0,14 кВт/м² на высокогорных станциях (где встречное излучение меньше). С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает. В облачную погоду оно гораздо меньше, чем в ясную, и поэтому меньше ночное охлаждение земной поверхности. Эффективное излучение существует и в дневные часы, но днем оно перекрывается или частично компенсируется поглощенной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность днем теплее, чем ночью, вследствие чего и эффективное излучение днем больше. Земная поверхность в средних широтах в результате эффективного излучения теряет примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации. Поглощая земное излучение и посылая встречное излучение к земной поверхности, атмосфера тем самым уменьшает охлаждение последней в ночное время суток. Днем же она мало препятствует нагреванию земной поверхности солнечной радиацией. Это влияние атмосферы на тепловой режим земной поверхности носит название тепличного эффекта вследствие внешней аналогии с действием стекол теплицы. Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$$R = (I \sinh + i)(1 - r) - B^* \text{ или } R = (I' + i)(1 - r) - B^*$$

называют радиационным балансом земной поверхности. Радиационный баланс от ночных, отрицательных значений переходит к дневным, положительным, после восхода солнца при высоте $10\text{--}15^\circ$. От положительных значений к отрицательным он переходит перед заходом солнца при той же его высоте над горизонтом. При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте солнца около $20\text{--}25^\circ$, так как при большом альбедо снега поглощение им суммарной радиации мало. Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты солнца и убывает с ее уменьшением. В ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективному излучению и потому меняется в течение ночи мало, если облачность не меняется.

Излучение в мировое пространство. Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы, уходящее в космос, называется уходящей радиацией. Оно составляет около 65%, если за 100% принять приток солнечной радиации в атмосферу. Вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией, выходящей за пределы атмосферы, уходящая радиация компенсирует приток солнечной радиации к Земле. Таким образом, Земля вместе с атмосферой теряет столько же радиации, сколько и получает, т.е. находится в состоянии радиационного равновесия.

Рассеяние солнечной радиации в атмосфере. Кроме поглощения прямая солнечная радиация ослабляется еще и рассеянием. Как известно, рассеяние лучистой энергии происходит в тех случаях, когда среда, через которую она распространяется, является оптически неоднородной (когда присутствуют частицы со свойствами, отличными от свойств окружающей среды). Рассеяние — это физическое явление взаимодействия света с веществом. Оно может происходить на всех длинах волн электромагнитного спектра в зависимости от отношения размера рассеивающих частиц к длине волны падающего излучения. Сущность рассеяния заключается в том, что под влиянием колебаний электрического вектора падающей на частицу электромагнитной волны электроны в рассеивающей частице начинают совершать вынужденные колебания и испускать волны. Следовательно, рассеивающая частица сама становится источником электромагнитных волн. Рассеянием называется частичное преобразование радиации, имеющей определенное направление распространения (такой является прямая солнечная радиация, распространяющаяся в виде параллельных лучей), в радиацию, идущую по всем направлениям. Около 26% энергии общего потока

солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию, значительная ее доля (2/3) приходит затем к земной поверхности. Она существенно отличается от прямой радиации. Рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода, и она отлична от прямой по спектральному составу, так как лучи различных длин волн рассеиваются в разной степени. Соотношение энергии лучей разных длин волн в рассеянной радиации изменено в пользу более коротковолновых лучей. При этом, чем меньше размеры рассеивающих частиц, тем сильнее рассеиваются коротковолновые лучи в сравнении с длинноволновыми.

По закону Релея, в чистом воздухе, где рассеяние производится только молекулами газов (размеры которых более чем в 10 раз меньше длин волн света), рассеяние обратно пропорционально четвертой степени длины волны рассеиваемых лучей:

$$i_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^4} I'_{\lambda},$$

где I'_{λ} — интенсивность прямой радиации с длиной волны λ , i_{λ} — интенсивность рассеянной радиации с той же длиной волны, a — коэффициент пропорциональности.

При прохождении через атмосферу потока прямой солнечной радиации значительно сильнее рассеиваются лучи с малой длиной волны — фиолетовые и синие. Инфракрасная радиация рассеивается в малой степени. Максимум энергии прямой солнечной радиации у земной поверхности приходится на область желто-зеленых лучей видимой части спектра. В рассеянной радиации он смещается на синие лучи. Рассеяние прямо пропорционально концентрации рассеивающих частиц, т.е. их числу в единице объема. В реальной атмосфере всегда содержатся твердые и жидкие частицы, размеры которых сравнимы с длиной волны падающего света или значительно превышают. Общее теоретическое решение вопроса о рассеянии на таких частицах было дано Ми. Это рассеяние обратно пропорционально меньшим степеням длины волны. Поэтому радиация, рассеянная крупными частицами, не так богата коротковолновыми лучами, как радиация, рассеянная молекулами. При частицах диаметром больше 1–2 мкм будет уже не рассеяние, а диффузное отражение, при котором радиация отражается частицами как зеркалами (по закону — угол отражения равен углу падения), 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.

Явления, связанные с рассеянием радиации. Голубой цвет неба — это цвет воздуха, обусловленный рассеянием в нем солнечных лучей. Воздух прозрачен в тонком слое, как и вода, но в мощной толще атмосферы он имеет голубой цвет. Так как молекулярное рассеяние света происходит обратно пропорционально четвертой степени длины волны, то в спектре рассеянного света, посылаемого небесным сводом, максимум энергии смещен на голубой цвет. Голубой цвет воздуха можно видеть, не только глядя на небесный свод, но и рассматривая отдаленные предметы, которые кажутся окутанными голубоватой дымкой. С высотой, по мере уменьшения плотности воздуха, т.е. количества рассеивающих частиц, цвет неба становится темнее и переходит в густо-синий, а в стратосфере — в черно-фиолетовый. Чем больше в воздухе примесей крупных размеров, тем больше доля длинноволновых лучей в спектре солнечной радиации и тем сильнее окраска небесного свода. Частицами тумана, облаков и крупной пыли, диаметром больше 1–2 мкм, лучи всех длин волн отражаются одинаково, поэтому отдаленные предметы при тумане и пыльной мгле заволакиваются уже не голубой, а белой или серой завесой. Облака, на которые падает солнечный свет, кажутся белыми.

Рассеяние меняет окраску прямого солнечного света. Вследствие рассеяния особенно понижается энергия наиболее коротковолновых солнечных лучей видимой части спектра — синих и фиолетовых; поэтому «уцелевший» от рассеяния прямой солнечный свет становится желтоватым. Солнечный диск кажется тем желтее, чем ближе он к горизонту, т.е. чем длиннее путь лучей через атмосферу и чем больше рассеяние. У горизонта солнце становится почти красным, особенно когда в воздухе много пыли и мельчайших продуктов конденсации (капелек или кристаллов). Точно так же и солнечный свет, отраженный облаками, рассеиваясь по пути к земной поверхности, становится беднее синими лучами. Поэтому, когда облака близки к горизонту и путь отраженных лучей света, идущих от них сквозь атмосферу к наблюдателю, велик, они приобретают вместо белой желтоватую окраску. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере обуславливает рассеянный свет в дневное время. При отсутствии атмосферы на Земле было бы светло только там, куда попадали бы прямые солнечные лучи или отраженные земной поверхностью. Вследствие рассеянного света вся атмосфера днем служит источником освещения: днем светло и там, куда солнечные лучи не падают, и даже тогда, когда солнце скрыто за облаками. При этом из-за большего процентного содержания синих лучей рассеянный свет белее прямого солнечного света.

Сумерки и зари. После захода Солнца вечером темнота наступает не сразу. Небо, особенно в той части горизонта, где зашло солнце, остается светлым и посылает к земной поверхности рассеянную радиацию с постепенно убывающей интенсивностью. Аналогичным образом утром небо светлеет и посылает рассеянный свет еще до восхода Солнца. Это явление неполной темноты носит название *сумерек*, вечерних или утренних. Причиной его является освещение Солнцем, находящимся под горизонтом, высоких слоев атмосферы. Астрономические сумерки продолжаются вечером до тех пор, пока солнце не зайдет под горизонт на 18° . К этому моменту становится настолько темно, что различимы самые слабые звезды. Утренние сумерки начинаются с момента, когда Солнце имеет такое же положение под горизонтом. Первая часть вечерних или последняя часть утренних астрономических сумерек, когда солнце находится под горизонтом не ниже 8° , носит название гражданских сумерек. Продолжительность астрономических сумерек меняется в зависимости от широты и времени года. В средних широтах она от полутора до двух часов, в тропиках меньше, на экваторе немногим дольше одного часа. В высоких широтах летом солнце может не опускаться за горизонт или опускаться очень неглубоко. Если Солнце опускается под горизонт менее чем на 18° , то полной темноты вообще не наступает и вечерние сумерки сливаются с утренними. Это явление называют белыми ночами. Сумерки сопровождаются изменениями окраски небесного свода в стороне Солнца, начинаются еще до захода или продолжаются после восхода. Они имеют закономерный характер и носят название зари. Характерные цвета зари — пурпурный и желтый, но интенсивность и разнообразие цветовых оттенков зари меняются в широких пределах в зависимости от содержания аэрозольных примесей в воздухе. Разнообразны и тона освещения облаков в сумерках. В части небосвода, противоположной Солнцу, наблюдаются явления противозари, также со сменой цветовых тонов, с преобладанием пурпурных и пурпурно-фиолетовых. После захода Солнца в этой части небосвода появляется тень Земли: все более растущий в высоту и в стороны серовато-голубой сегмент. Явления зари объясняются рассеянием света мельчайшими частицами атмосферных аэрозолей и дифракцией света на более крупных частицах. С рассеянием солнечного света внеземной метеорной пылью связано явление зодиакального света. Это нежное сияние в виде наклоненного конуса, направленного по эклиптике. Оно наблюдается над Солнцем, находящимся под горизонтом, но уже на темном небе, после или до начала астрономических сумерек.

6.4. Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы

Приток тепла в виде лучистой энергии — это часть общего притока тепла, который изменяет температуру атмосферы. Балансом лучистой энергии или радиационным балансом называется разность между поглощенной радиацией и собственным излучением. Наиболее полно к настоящему времени исследован радиационный баланс земной поверхности, атмосферы в целом и системы земная поверхность–атмосфера.

Радиационный баланс земной поверхности. Приходная часть радиационного баланса R земной поверхности состоит из поглощенной прямой солнечной $(1 - r)I'$ и рассеянной $(1 - r)i$ радиации, а также части излучения атмосферы δB_a . Расходной частью R является лишь излучение земной поверхности B_0 . Таким образом,

$$R = (1 - r)I' + (1 - r)i + \delta B_a - B_0$$

или

$$R = (1 - r)(I' + i) - B^*, \quad (6.4.1)$$

где r — альbedo, B^* — эффективное излучение земной поверхности. Радиационный баланс земной поверхности оказывает существенное влияние на распределение температуры в почве и приземном слое атмосферы, а также на процессы испарения и снеготаяния, образование туманов и заморозков, изменение свойств воздушных масс. Он изменяется в зависимости от широты, времени года и суток, погодных условий. Расчет баланса производят за различные промежутки времени: минуту, сутки, месяц, сезон, год. Он может быть как положительным, так и отрицательным.

Суточный ход радиационного баланса R содержит коротковолновую $R_k = (I' - r) + (I' + i)$ и длинноволновую (B^*) составляющие. Переход радиационного баланса через ноль ($R = 0$) от отрицательных значений к положительным и обратно — происходит при высоте Солнца $10-15^\circ$. В течение ночи радиационный баланс при постоянном количестве облачности сохраняется практически постоянным. Рассмотрим время перехода радиационного баланса через ноль утром и вечером для разных месяцев на разных широтах. При наличии снежного покрова промежуток времени, в течение которого $R > 0$, уменьшается, так как в этом случае переход R через ноль происходит при большей высоте Солнца ($20-25^\circ$). Момент перехода R через ноль совпадает со временем установления (вечером) и разрушения (утром) приземных инверсий температуры.

Годовой ход радиационного баланса. Радиационный баланс положителен ($R > 0$) в низких широтах (г. Тбилиси) практически в

течение всего года, в умеренных широтах (г. Пермь) в течение 8 месяцев, в Арктике в течение 5 месяцев. В Антарктике вследствие высоких значений альбеда поглощенная радиация невелика, а радиационный баланс за год на всех станциях отрицателен. В Центральной Арктике радиационный баланс за год отрицателен в точках, расположенных к северу от 75° с. ш.

Если рассматривать данные радиационного баланса суши и океанов в различных широтных зонах Северного и Южного полушария, то на одной и той же широте радиационный баланс океанов больше, чем суши. Объясняется это тем, что альбеда воды в среднем меньше, чем суши. Зависимость радиационного баланса R от высоты Солнца h_\odot при отсутствии облачности приближенно описывается следующей формулой:

$$R = a(h_\odot - b),$$

где a и b зависят от альбеда земной поверхности, увеличение альбеда от 10 до 80 % сопровождается уменьшением R в 3 раза.

Кроме высоты Солнца и альбеда на радиационный баланс и его изменение сильное влияние оказывает облачность. В дневное время при положительном радиационном балансе появление облачности ведет к уменьшению суммарной радиации и эффективного излучения. Но так как уменьшение суммарной радиации значительно больше, чем эффективного излучения, то радиационный баланс при появлении облачности уменьшается. При отрицательном радиационном балансе (ночью и зимой) появление облачности сопровождается уменьшением эффективного излучения, а вместе с этим и абсолютной величины радиационного баланса. Облачность всегда вызывает уменьшение абсолютной величины радиационного баланса, например, зависимость R от количества облачности n :

n , баллы	3	4	5	6	7	8
R , кВт/м ²	0,32	0,31	0,30	0,29	0,28	0,26

Радиационный баланс атмосферы и системы земная поверхность — атмосфера. Приходную часть радиационного баланса атмосферы R_A составляют поглощенное атмосферой излучение земной поверхности U_n и поглощенная ею прямая и рассеянная солнечная радиация Q_n . Теряет тепло атмосфера за счет излучения в направлении к земной поверхности (δB_A) и в мировое пространство (B_∞). Формулу для радиационного баланса атмосферы можно, таким образом, записать в виде

$$R_A = U_n + Q_n - \delta B_A - B_\infty.$$

Если через P обозначить функцию пропускания атмосферы для длинноволновой радиации, то

$$U_n = (1 - P)B_0,$$

где B_0 — излучение земной поверхности. Но разность $B_0 - \delta B_A = B^*$ есть эффективное излучение земной поверхности, а сумма $PB_0 + B_\infty = U_\infty$ — уходящее в мировое пространство излучение земной поверхности и атмосферы (из потока B_0 часть $(1 - P)B_0$ поглощается атмосферой, а часть PB_0 проходит через нее). С учетом указанного формула для радиационного баланса принимает вид

$$R_A = B^* + Q_n - U_\infty.$$

Расчет по этой формуле показал, что радиационный баланс атмосферы на всех широтах в среднем за год отрицателен. Приведем изменение R_A с широтой, в северном полушарии:

φ°	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70
$R_A, \text{Вт/м}^2$	–101	–110	–109	–92	–80	–80	–93

Большой интерес представляет изучение радиационного баланса системы земная поверхность — атмосфера, т.е. Земли как планеты, под которым понимается баланс лучистой энергии в вертикальном столбе, включающем деятельный слой почвы и всю атмосферу. Приходная часть этого баланса состоит из поглощенной земной поверхностью и атмосферой прямой и рассеянной солнечной радиации, расходную часть составляет уходящее излучение U_∞ :

$$R_s = (I + i)(1 - r) + Q_n - U_\infty.$$

Формулу можно записать также в виде

$$R_s = I'_0(1 - r_s) - U_\infty,$$

где I'_0 — поток прямой солнечной радиации (на горизонтальную поверхность) на верхней границе атмосферы (инсоляция), r_s — альбедо Земли как планеты. Оценим среднюю по всему земному шару инсоляцию I'_0 на верхней границе атмосферы. На Землю за единицу времени поступает количество солнечной энергии, равное произведению солнечной постоянной I^*_0 на площадь поперечного сечения Земли πR^2 , т. е. $\pi R^2 I^*_0$ (R — средний радиус Земли). Эта энергия под влиянием вращения Земли распределяется по всей поверхности земного шара, равной $4\pi R^2$. Таким образом, среднее значение потока солнечной радиации на горизонтальную поверхность Земли (инсоляция) без учета ослабления ее атмосферой составляет

$$\pi R^2 I^*_0 / 4\pi R^2 = I^*_0 / 4 = 0,343 \text{ кВт/м}^2.$$

Радиационный баланс системы земная поверхность — атмосфера может быть как положительным, так и отрицательным. В годовом ходе баланс R_s в умеренных широтах в течение летних месяцев больше нуля и отрицателен остальное время года. В экваториальной области (от 10–15° с. ш. до 10–15° ю. ш.) баланс положителен в течение всего года. Данные наблюдений за составляющими радиационного баланса

получены и с помощью метеорологических искусственных спутников Земли. В среднем за год радиационный баланс системы R_s положителен в зоне от экватора до широты около 35° в Северном полушарии и около 40° в Южном. В этой зоне значения R_s над океаном больше, чем над сушей. Различие обусловлено влиянием альбедо, которое в тропической зоне над океаном меньше, чем над сушей (влияние большой высоты Солнца, при которой альбедо водной поверхности мало). Уходящее излучение слабо зависит от широты и практически одинаковое над океаном и сушей во всех широтных зонах. Вне тропической зоны и субтропиков радиационный баланс системы в среднем за год отрицателен, в Арктике абсолютное значение R_s на $10\text{--}15 \text{ Вт/м}^2$ больше, чем в Антарктике. Объясняется это различие влиянием высоты излучающей поверхности, при большей высоте (Антарктика) уменьшается излучение земной поверхности, а вместе с этим и уходящее излучение. Радиационный баланс системы R_s в каждой широтной зоне имеет хорошо выраженный годовой ход. С увеличением широты резко возрастает амплитуда годового хода R_s . Наиболее резкие изменения наблюдаются в том и другом полушариях при переходе от лета к осени и от зимы к весне. Летом радиационный баланс системы положителен практически на всех широтах, осенью же больше нуля только до широты около 23° , а над остальной частью полушария баланс отрицателен. Зимой положительные значения R_s сохраняются до широты 15° , весной эта область распространяется в обоих полушариях до широты 55° . Летом значения R_s в Южном полушарии несколько больше, чем в Северном, особенно максимальные значения, на широтах $20\text{--}23^\circ$.

Влияние облачности. Для облаков характерны высокие значения альбедо, и они оказывают существенное влияние на потоки и притоки радиации в целом. Альбедо системы в случае облачной атмосферы существенно больше (от нескольких процентов в субтропиках Северного полушария и экваториальной области до $15\text{--}20\%$ в умеренных широтах Северного и, особенно, Южного полушарий) альбедо системы при отсутствии облаков (которое для всей Земли составляет 17%). Можно отметить увеличение альбедо вблизи 7° с. ш., обусловленное влиянием облачного покрова внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Резкое возрастание альбедо системы в высоких широтах связано с ледяным покровом, альбедо которого так же велико, как и облачности. Облачность оказывает влияние не только на альбедо системы, но и на уходящий поток (U_∞) длинноволновой радиации. Облака уменьшают эффективное излучение земной поверхности, при их наличии уходящий поток радиации уменьшается.

Глава 7. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

7.1. Основы термодинамики атмосферы

Часть метеорологии, рассматривающая закономерности преобразования энергии и изменения состояния атмосферы под влиянием притока тепла, называется термодинамикой атмосферы. В термодинамике атмосферы используются выводы, вытекающие из первого начала термодинамики (закона сохранения энергии). Краткая формулировка первого начала — невозможно возникновение или уничтожение энергии, возможен лишь переход одних видов энергии в другие, количественно это положение выражается в виде уравнения первого начала термодинамики или уравнения притока тепла. Установим вид этого уравнения для идеального газа, к которому близки сухой и влажный ненасыщенный воздух, т.е. водяной пар не достиг состояния насыщения. Выделим в атмосфере частицу сухого воздуха единичной массы, рассмотрим изменение параметров ее состояния под влиянием притока тепла. Обозначим через p_i , ρ_i , T_i параметры состояния воздушной частицы, через p_e , ρ_e , T_e — параметры состояния окружающей частицу атмосферы, вместо плотности введем удельный объем $v = 1/\rho$. В общем случае $p_i \neq p_e$ и $T_i \neq T_e$, но в физике атмосферы всегда полагают $p_i = p_e = p$, т. е. давление внутри частицы равно давлению в окружающем ее воздухе. Сообщим воздушной частице некоторое количество тепла, при этом внутренняя энергия u_i воздушной частицы увеличится на du_i , и одновременно частица, расширяясь, совершит некоторую работу против внешних сил давления. Работу, совершенную воздушной частицей, обозначим через dw_i . Тогда в соответствии с первым началом термодинамики $dq = du_i + dw_i$. Определим отдельно du_i и dw_i . Сухой и влажный ненасыщенный воздух можно рассматривать как идеальный газ, поэтому $du_i = c_v dT_i$ (c_v — удельная теплоемкость при постоянном объеме). Работу расширения можно представить в виде $dw_i = p_i dv_i$, где dv_i — приращение объема. С учетом двух последних соотношений уравнение первого начала термодинамики для воздуха, рассматриваемого как идеальный газ, принимает вид

$$dq = c_v dT_i + p dv_i. \quad (7.1.1)$$

Преобразуем его к такому виду, чтобы в правую часть входили лишь измеряемые величины. Для этого воспользуемся уравнением состояния воздуха

$$p v_i = R_c T_i, \quad (7.1.2)$$

из которого следует: $p dv_i + v_i dp = R_c dT_i$, $p dv_i = R_c dT_i - v_i dp$. Подставив $p dv_i$ в уравнение (7.1.1), получим

$$dq = (c_v + R_c) dT_i - v_i dp. \quad (7.1.3)$$

Проанализируем частный случай — изобарический процесс, в этом случае $p = \text{const}$, а $dp = 0$, и уравнение (7.1.3) принимает вид $dq = (c_v + R_c) dT_i$. Но при изобарическом процессе $dq = c_p dT_i$ (c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении). Таким образом, получаем

$$c_v + R_c = c_p, \quad c_p - c_v = R_c, \quad (7.1.4)$$

для сухого воздуха $c_v = 818 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$, $c_p = 1006 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$, $c_p - c_v = 288 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$, $c_p/c_v = \kappa = 1,40$. Соотношение (7.1.4) называется уравнением Майера. Величину $c_v + R_c = c_p$ подставим в уравнение (7.1.3) и с учетом (7.1.2) получим уравнение первого начала термодинамики в виде

$$dq = c_p dT_i - R_c T_i (dp/p), \quad (7.1.5)$$

в котором часто используется в метеорологии.

Адиабатический процесс. Термодинамический процесс называется адиабатическим, если он протекает без теплообмена частицы с окружающей средой. При адиабатическом процессе $dq = 0$. Для такого процесса уравнения (7.1.1) и (7.1.5) принимают вид

$$p dv_i = -c_v dT_i, \quad (7.1.6)$$

$$c_v dT = R_c T_i (dp/p). \quad (7.1.7)$$

Уравнение (7.1.6) показывает, что при адиабатическом процессе работа против внешних сил давления совершается только за счет внутренней энергии. Если работа положительная, имеет место расширение ($dv_i > 0$), то внутренняя энергия частицы уменьшается ($dT_i < 0$), и, наоборот, при сжатии воздушной частицы ($i < 0$) ее внутренняя энергия возрастает ($dT_i > 0$). При подъеме воздушной частицы объем ее увеличивается ($dv_i > 0$), а давление падает ($dp < 0$). Из уравнений (7.1.6) и (7.1.7) следует, что в случае адиабатического подъема температура воздушной частицы всегда понижается ($dT_i < 0$). Для случая адиабатического процесса уравнение первого начала термодинамики можно записать и в интегральной форме. Рассмотрим два состояния воздушной массы — начальное (p_0, T_{i0}) и конечное (p, T_i), установим связь между p и T_i , с одной стороны, и p_0, T_{i0} — с другой. Для этого проинтегрируем уравнение (7.1.7), разделив переменные

$$\int_{T_{i0}}^{T_i} c_p \frac{dT_i}{T_i} = \int_{p_0}^p R_c \frac{dp}{p}.$$

Из уравнения получаем

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R_c/c_p}, \quad \frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{(c_p - c_v)/c_p} \quad (7.1.8)$$

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{(k-1)/k},$$

где $R_c/c_p = (k - 1)/k = 0,286$. Уравнение (7.1.8) — это уравнение адиабатического процесса в интегральной форме (уравнение Пуассона) или уравнение сухой адиабаты.

Сухоадиабатический градиент. Исследуем вопрос об изменении температуры в адиабатически поднимающейся частице сухого воздуха. Для этого воспользуемся уравнением первого начала

$$c_p dT_i - R_c T_i (dp/p) = 0 \quad (7.1.9)$$

и уравнением статики атмосферы, которое определяет изменение давления $p = p_i = p_e$ с высотой:

$$dp = -g p_e dz \quad \text{или} \quad (dp/p) = -g(dz/R_c T_e). \quad (7.1.10)$$

Последнее выражение (dp/p) подставим в уравнение (7.1.9). Тогда

$$c_p dT_i + \frac{g T_i}{T_e} dz = 0,$$

если разделить слагаемые на $c_p dz$, получим, что изменение температуры воздушной частицы, отнесенное к единице высоты, при адиабатическом процессе равно

$$\left(\frac{dT_i}{dz} \right)_a = -\frac{g}{c_p} \frac{T_i}{T_e}. \quad (7.1.11)$$

Уравнение (7.1.11) показывает, что при адиабатическом подъеме воздушной частицы температура ее всегда понижается ($dT_i/dz < 0$), что связано с расходом внутренней энергии на работу расширения. Сухоадиабатическим градиентом называется понижение температуры при адиабатическом подъеме сухой воздушной частицы, отнесенное к единице высоты

$$\gamma_a = -\left(\frac{dT_i}{dz} \right)_a, \quad (7.1.12)$$

из сравнения (7.1.11) и (7.1.12) получим

$$\gamma_a = -\frac{g}{c_p} \frac{T_i}{T_e}. \quad (7.1.13)$$

Следовательно, γ_a является переменной величиной, зависящей от T_i/T_e , но в реальной атмосфере различие в температурах воздушной частицы и окружающей среды невелико, разность $T_i - T_e$ не превышает 10°C .

Поэтому отношение T_i/T_e считается близким к единице ($T_i/T_e \approx 1$), а сухоадиабатический градиент — величиной постоянной

$$\gamma_a = \frac{g}{c_p}. \quad (7.1.14)$$

Если воспользоваться соотношением $c_v + R_c = c_p$, $c_p - c_v = R_c$, формулу можно переписать как $\gamma_a = \frac{c_p - c_v}{c_p} \frac{g}{R_c} = \frac{k-1}{k} \frac{g}{R_c}$. Подставляя значения

κ , g и R_c , получим

$$\gamma_a = 0,0098 \text{ } ^\circ\text{C/м} = 0,98 \text{ } ^\circ\text{C/100 м}, \quad (7.1.15)$$

где $\gamma_a \approx 1 \text{ } ^\circ\text{C/100 м}$, т.е. температура адиабатически поднимающейся сухой воздушной частицы понижается примерно на 1°C при подъеме на каждые 100 м высоты. Если считать сухоадиабатический градиент постоянной величиной, то уравнение $-T/dz = \gamma_a$ может быть проинтегрировано и записано в следующем виде:

$$T_i = T_{i0} - \gamma_a (z - z_0) \approx T_{i0} - 0,01(z - z_0), \quad (7.1.16)$$

где T_{i0} и T_i — температура частицы соответственно на исходном уровне z_0 и произвольной высоте z (м). Последнее уравнение представляет собой приближенное *уравнение сухой адиабаты*. Изменение с высотой температуры адиабатически поднимающейся воздушной частицы графически изображается в осях координат температура — высота в виде прямой линии, которая носит название *сухой адиабаты*, или кривой состояния сухой воздушной частицы. *Политропическим процессом* называется такой процесс, при котором приток тепла к воздушной частице прямо пропорционален изменению температуры

$$dq = c dT, \quad (7.1.17)$$

где c — теплоемкость политропического процесса — постоянна. Частными случаями политропического процесса являются адиабатический процесс ($c = 0$, $dq = 0$), изобарический процесс ($c = c_p$, $dq = c_p dT$), изостерический процесс ($c = c_v$, $dq = c_v dT$), изотермический процесс ($c = \pm \infty$, $dT = 0$).

Потенциальная температура. Температура, которую примет воздушная частица, если ее опустить или поднять сухоадиабатически с исходного уровня до уровня, где давление равно 1000 гПа, носит название *потенциальной температуры* (Θ). Рассмотрим два состояния воздушной частицы — начальное (T_i, p) и конечное ($\Theta, 1000 \text{ гПа}$). Так

как процесс адиабатический, то в соответствии с уравнением

$$\frac{T_i}{T_{i0}} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{(k-1)/k} \quad \text{можем записать}$$

$$\frac{T_i}{\Theta} = \left(\frac{p}{1000} \right)^{(k-1)/k} \quad \text{или} \quad \Theta = T_i \left(\frac{1000}{p} \right)^{(k-1)/k} \quad (7.1.18)$$

Получим приближенное выражение для Θ . При опускании на каждые 100 м частица нагревается на 1°C и при давлении на поверхности Земли $p_0 = 1000$ гПа

$$\Theta = T_i + z/100,$$

если $p_0 \neq 1000$ гПа, то

$$\Theta = T_i + \frac{z}{1000} + \frac{1000 - p_0}{12,5}. \quad (7.1.19)$$

Последнее слагаемое в правой части представляет собой изменение температуры частицы при перемещении ее от поверхности Земли до уровня 1000 гПа. Если, например, $p_0 < 1000$ гПа, то уровень 1000 гПа лежит ниже поверхности Земли на $(1000 - p_0)h$, h — барическая ступень. Вблизи уровня моря $h \approx 8$ м/гПа, поэтому при дополнительном опускании от поверхности Земли до уровня 1000 гПа частица нагревается на $\frac{(1000 - p_0) \cdot 8}{100} = \frac{1000 - p_0}{12,5}$. Потенциальная

температура обладает важным свойством — при сухоадиабатических перемещениях одной и той же воздушной частицы она сохраняет постоянное значение. Например, логарифмируя и дифференцируя формулу (7.1.18), получим

$$\frac{d\Theta}{\Theta} = \frac{dT_i}{T_i} - \frac{R_c}{c_p} \frac{dp}{p}. \quad (7.1.20)$$

Согласно уравнению ($c_p dT_i - R_c T_i (dp/p) = 0$), правая часть (7.1.20) при адиабатическом процессе равна нулю. Таким образом, при адиабатическом движении воздушной частицы

$$d\Theta = \Theta = 0, \quad d\Theta = 0, \quad \Theta = \text{const}. \quad (7.1.21)$$

Следовательно, если воздушная масса перемещается без теплообмена с окружающей средой (адиабатически), то ее потенциальная температура остается постоянной, в то время как T изменяется. Свойство сохранения потенциальной температуры используется на практике в качестве характеристики воздушных масс и оценки их вертикальных перемещений. Если в процессе движения воздушной массы ее потенциальная температура изменилась, то наблюдался

приток или отток тепла. Сравнение уравнений (7.1.20) и $dq = c_p dT_i - R_c T_i (dp/p)$ показывает, что приток тепла к воздушной частице связан с изменением ее потенциальной температуры

$$dq = c_p T_i \frac{d\Theta}{\Theta}. \quad (7.1.22)$$

Потенциальная температура обладает еще одним свойством. Если воспользоваться уравнением статики, то уравнению (7.1.20) можно придать вид

$$\begin{aligned} c_p T_i \frac{d\Theta}{\Theta} &= c_p dT_i + \frac{g T_i}{T_e} dz \quad \text{или} \\ c_p T_i \frac{d\Theta}{\Theta} &= c_p dT_i + g dz - \frac{g(T_e - T)_i}{T_e} dz. \end{aligned} \quad (7.1.23)$$

Введем обозначения $c_p dT_i = d\mathcal{E}_i$, $g dz = d\Phi^*$, $\frac{g(T_e - T)_i}{T_e} dz = dE_i$, где $\mathcal{E}_i =$

$c_p T_i + \text{const}$ — теплосодержание, или энтальпия; $\Phi = gz + \text{const}$ — потенциальная энергия (геопотенциал); E_i — энергия неустойчивости. Тогда уравнение (7.1.23) принимает вид

$$c_p T_i \frac{d\Theta}{\Theta} = d\mathcal{E}_i + d\Phi^* + dE_i \quad \text{или} \quad c_p T_i \frac{d\Theta}{\Theta} = d\Pi_i, \quad (7.1.24)$$

где $\Pi_i = \mathcal{E}_i + \Phi^* + E_i$ — полная энергия частицы единичной массы. Следовательно, изменение потенциальной температуры связано с изменением полной энергии воздушной частицы. При адиабатическом перемещении воздушной частицы ее полная энергия не изменяется: $\mathcal{E}_i + \Phi^* + E_i = \text{const}$.

Метод частицы. Температура T_e окружающего частицу воздуха в различных слоях атмосферы характеризуется вертикальным градиентом температуры $\gamma = -dT_e/dz$. Такое распределение температуры T_e и других метеорологических величин по высоте принято называть стратификацией атмосферы. Выделим в атмосфере вблизи анализируемого уровня воздушную частицу и переместим ее вверх или вниз от исходного уровня адиабатически. Характеристикой изменения температуры частицы T_i служит в этом случае сухоадиабатический градиент γ_a , сравним величину γ с γ_a . Возможны три различных случая распределения температуры по высоте в атмосфере. Во-первых когда градиент $\gamma > \gamma_a$, температура в атмосфере понижается с высотой быстрее, чем на $1^\circ\text{C}/100\text{м}$. Температура частицы на исходном уровне z_0 , по предположению, равна температуре атмосферы на этом уровне: $T_{e0} = T_{i0}$. Переместим воздушную частицу сухоадиабатически на уровень z_2 . На этом уровне температура частицы

равна T_{i2} , температура атмосферы T_{e2} , и $T_{i2} > T_{e2}$, а $\rho_{i2} < \rho_{e2}$ (так как $p_i = p_e$). На каждом уровне на воздушную частицу единичного объема действуют две силы: сила тяжести, направленная вниз и равная по величине $g\rho_i$ и выталкивающая сила Архимеда, направленная по вертикали вверх и равная $g\rho_e$. Результирующая этих двух сил $g(\rho_e - \rho_i)$ называется силой плавучести, которая направлена вверх при $\rho_e > \rho_i$ или по вертикали вниз при $\rho_e < \rho_i$. Под влиянием силы плавучести частица получает ускорение

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\rho_e - \rho_i}{\rho_i} = g \frac{T_i - T_e}{T_e}. \quad (7.1.25)$$

На уровне z_2 частица приобретает положительное ускорение, поскольку $T_{i2} > T_{e2}$, если сухая частица переместилась с исходного уровня на уровень z_1 вниз, то $T_{i1} < T_{e1}$, а $\rho_{i1} > \rho_{e1}$ и частица начнет перемещаться вниз с нарастающей скоростью. Таким образом, частица, будучи смещена с исходного уровня на малое расстояние, приобретает ускорение и скорость, направленные в ту сторону, куда она сместилась в начальный момент. Скорость по абсолютному значению становится тем больше, чем дальше смещается воздушная частица от исходного уровня, т.е. равновесие частицы в исходном положении неустойчивое, поэтому стратификация атмосферы при $\gamma > \gamma_a$ называется сухонеустойчивой стратификацией. Во-вторых, если градиент $\gamma = \gamma_a$, то температура в атмосфере понижается с высотой на $1^\circ\text{C}/100$ м. В этом случае на всех трех уровнях $T_{i0} = T_{e0}$, $\rho_{i0} = \rho_{e0}$, $T_{i1} = T_{e1}$, $\rho_{i1} = \rho_{e1}$, $T_{i2} = T_{e2}$, $\rho_{i2} = \rho_{e2}$. Таким образом, на каком бы уровне частица ни располагалась, ее ускорение всегда равно нулю. Термическое состояние атмосферы при $\gamma = \gamma_a$ носит название сухобезразличной стратификации. В-третьих, когда градиент $\gamma < \gamma_a$, тогда температура в атмосфере понижается с высотой медленнее, чем на $1^\circ\text{C}/100$ м. В этом случае на уровне z_2 температура частицы $T_{i2} < T_{e2}$, $\rho_{i2} > \rho_{e2}$, т.е. частица, приобретая отрицательное ускорение, будет смещаться обратно в исходное положение. На уровне z_1 температура частицы $T_{i1} > T_{e1}$, а $\rho_{i1} < \rho_{e1}$, т.е. частица, имея положительное ускорение, также будет возвращаться в исходное положение. Следовательно, при такой стратификации, куда бы ни была смещена частица с исходного уровня, она всегда возвращается в исходное положение после прекращения действия внешних сил.

Стратификация атмосферы при $\gamma < \gamma_a$ называется сухоустойчивой стратификацией, важное значение имеют два частных случая сухоустойчивой стратификации — изотермическая ($\gamma = 0$) и инверсионная ($\gamma < 0$). Таким образом, при устойчивой стратификации и

при инверсии перемещение воздушных частиц по вертикали затруднено. При неустойчивой стратификации создаются благоприятные условия для возникновения и развития вертикальных движений воздушных частиц. Показателем термодинамической устойчивости атмосферы является поведение индивидуальной воздушной частицы, поэтому его называют методом частицы.

Термодинамические графики. Аэрологическая диаграмма. При анализе результатов зондирования атмосферы используются различные термодинамические графики (тэфиграмма, аэрограмма, зондограмма). Метеорологами (синоптиками) активно используется термодинамический график, называемый аэрологической диаграммой, где на прямоугольном (или косоугольном) бланке по оси абсцисс отложена температура T , по оси ординат — степенная функция

давления $y = -p^{\frac{\chi-1}{\chi}}$, где $\frac{\chi-1}{\chi} = 0,286$. На бланке нанесены семейства кривых: изотермы — прямые, параллельные оси ординат (проведены через 1°C для значений температуры от -80 до 40°C); изобары — прямые, параллельные оси абсцисс (проведены через 10 гПа для значений давления от 1050 до 10 гПа); сухие адиабаты — кривые состояния сухой или влажной ненасыщенной частицы (вдоль сухой адиабаты потенциальная температура постоянна) — представляют собой прямые линии, чтобы определить, какому постоянному значению потенциальной температуры соответствует сухая адиабата, необходимо найти точку пересечения этой адиабаты с изобарой 1000 гПа; влажные адиабаты — кривые состояния влажного насыщенного воздуха; изограммы — кривые равных значений доли пара в состоянии насыщения. На диаграмме нанесены расстояния (в гп.м) между главными изобарическими поверхностями при средней температуре слоя; распределение температуры в стандартной атмосфере; виртуальные добавки в состоянии насыщения (в виде расстояний между штрихами на главных изобарах). На косоугольных бланках аэрологической диаграммы изотермы представляют собой прямые линии, наклоненные к изобарам под углом 50° , проведенные через 1°C ; сухие адиабаты — прямые линии, наклоненные влево, кратные 5 ; влажные адиабаты — зеленые штриховые линии со значениями псевдопотенциальной температуры у верхних концов; изограммы — почти прямые, наклоненные вправо линии равных значений массовой доли водяного пара в состоянии насыщения (от $0,02$ до $45,0\%$). На бланке аэрологической диаграммы нанесены шкалы: поправок на виртуальную температуру, расстояний между

основными изобарическими поверхностями, энергии неустойчивости, высот стандартной атмосферы.

Анализ состояния атмосферы по аэрологической диаграмме. Она позволяет быстро и с необходимой для практики точностью проводить анализ результатов зондирования атмосферы. Бланк аэрологической диаграммы (АД), применяющийся в настоящее время в России, построен в косоугольной (К) и прямоугольной (П) системе координат в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации (ВМО). Одна форма бланка с косоугольной системой координат применяется в теплый период года (АДКТ), другая — в холодный (АДКХ). На бланке аэрологической диаграммы можно производить следующие графические расчеты и построения:

- а) кривой стратификации за предыдущие сутки,
- б) кривой стратификации и кривой точки росы,
- г) определение относительной влажности и точки росы,
- д) определение виртуальной температуры,
- е) вычисление высот основных изобарических поверхностей и расстояний между ними,
- з) определение уровня конденсации и построение кривой состояния,
- и) выделение площадей положительной и отрицательной энергии неустойчивости и др.

Построение кривой стратификации и кривой точки росы. В оперативной работе кривую стратификации и кривую точки росы строят одновременно, поступая следующим образом. На вертикальной оси находят значение давления, соответствующее первой точке подъема и далее на пересечении изобары с линиями, соответствующими значениям температуры воздуха T и точки росы T_d , проставляют точки по всем высотам, затем значения T (точки) соединяют сплошной красной линией, а точки, соответствующие значениям точки росы, — штриховой черной. При построении кривой стратификации и кривой точки росы необходимо использовать данные для основных изобарических поверхностей и особые точки. Для определения слоев, в которых произошло повышение или понижение температуры за прошедший период, на диаграмму копируют кривую стратификации для одного из предыдущих сроков наблюдений в виде штриховой красной линии. На аэрологические диаграммы ночного срока наблюдений копируют кривую стратификации за предыдущую ночь.

Определение характеристик влажности воздуха. На аэрологической диаграмме проведены изолинии массовой доли водяного (насыщенного) пара (s_m). Доля пара, отсчитанная в точке A , которая наносится по измеренным значениям температуры T и давления p , будет представлять собой долю насыщенного пара для исходного состояния A (s_{mA}). Чтобы определить фактическую долю пара s_A , сместимся от точки A вдоль изобары до точки D , которая нанесена по известным (измеренным) значениям точки росы и давления. Если отсчитать значение доли пара по изограмме, проходящей через точку D , то оно и будет представлять собой фактическую долю пара воздуха: $s_{mD} = s_{mA}$. Относительная влажность определяется по соотношению $f = (s_{mD} / s_{mA})100\%$.

Определение уровня конденсации и построение кривой состояния. Уровень конденсации — точка пересечения сухой адиабаты и изограммы, проходящей соответственно через точки с температурой воздуха T и точкой росы Td на начальном уровне. Кривая состояния дает представление об изменении температуры и влажности воздуха при адиабатическом подъеме частицы воздуха в атмосфере. Это изменение до момента насыщения происходит по сухой адиабате, а затем влажной. При построении кривой состояния поступают следующим образом. Через начальную точку подъема проводится линия, параллельная сухой адиабате, до уровня конденсации, т.е. до пересечения с изограммой, проходящей через точку росы Td для начальной точки подъема. От точки пересечения кривая состояния проводится параллельно ближайшей влажной адиабате. При наличии радиационной инверсии или изотермии построение кривой состояния следует начинать от верхнего уровня инверсии или изотермии, обычно совпадающего с максимальным значением псевдопотенциальной температуры в нижнем слое. В этих случаях кривую состояния проводят параллельно сухой адиабате до пересечения с изограммой, проходящей через точку росы на данной высоте подъема.

Псевдоэквивалентная и псевдопотенциальная температуры. Псевдоадиабатическим называется адиабатический процесс, протекающий во влажном насыщенном воздухе, при условии полного выпадения из частицы всей жидкой влаги. Наблюдается принципиальное различие в опускании воздушных частиц, поднявшихся до некоторого уровня влажно и псевдоадиабатически. Влажноадиабатический процесс обратим, так как кривой состояния частицы при подъеме и опускании служит одна и та же влажная адиабата. Псевдоадиабатический процесс необратим, кривой состояния частицы при подъеме служит псевдоадиабата, а при

опускании — сухая адиабата, в результате чего температура частицы после возвращения на исходный уровень оказывается выше, чем она была до подъема. Псевдоэквивалентной температурой T_p влажной частицы называется такая температура, которую принимает эта частица, если ее поднять сухоадиабатически до уровня конденсации, псевдоадиабатически до полной конденсации водяного пара (практически до того уровня, где сухая и влажная адиабаты пойдут параллельно), а затем опустить сухоадиабатически до исходного уровня. Псевдопотенциальной температурой Θ_p называется такая температура, которую принимает частица воздуха, если ее после псевдоадиабатического подъема до полной конденсации водяного пара опустить сухоадиабатически до уровня 1000 гПа. При адиабатических процессах в сухом или влажном ненасыщенном воздухе потенциальная температура сохраняет постоянное значение. Таким образом, псевдопотенциальная температура представляет собой консервативную характеристику как сухоадиабатического, так и псевдоадиабатического процесса. Изменение же Θ_p служит количественным критерием неадиабатических воздействий (притока тепла) на воздушную массу.

Для определения потенциальной температуры Θ используется как специальная шкала, помещенная на сухих адиабатах, так и шкала температуры в нижней части диаграммы. Если точка подъема с температурой T находится на сухой адиабате (или между двумя сухими адиабатами), потенциальная температура отсчитывается непосредственно на ней (или интерполируется значение между соседними адиабатами). Потенциальную температуру можно рассчитывать и другим способом. От точки с температурой T мысленно опускаются (поднимаются) вдоль сухой адиабаты до изобары 1000 гПа, затем перемещаются вдоль изотермы до шкалы температуры и по ней отсчитывают потенциальную температуру в целых градусах. Для определения псевдопотенциальной температуры Θ_p и потенциальной температуры смоченного термометра Θ' в точке с температурой T и точкой росы T_d необходимо найти уровень конденсации и отсчитать значения Θ_p в К и Θ' °С у верхнего конца влажной адиабаты, проходящей через точку, соответствующую уровню конденсации.

Определение виртуальной температуры. Виртуальная температура T_v , необходимая для более точного вычисления геопотенциала высот, рассчитывается на бланке аэрологической диаграммы по данным T и T_d . Для ее определения на уровнях 900, 720 и 520 гПа зелеными точками даны шкалы виртуальных поправок ΔT_v

для насыщенного воздуха. Для того чтобы с помощью указанных шкал найти величину ΔT_v для частицы на уровне P , имеющей температуру T и точку росы T_d , необходимо по изограмме, проходящей на аэрологической диаграмме через точку T_d , сместиться вверх или вниз до ближайшей шкалы ΔT_v , где и отсчитать искомую величину. Значение T_v определяется по формуле $T_v = T + \Delta T_v$. Возможно вычисление и других параметров, например, относительной влажности и точки росы, высот основных изобарических поверхностей и расстояний между ними.

Энергия неустойчивости. По данным температурно-ветрового зондирования атмосферы на аэрологическую диаграмму наносится кривая стратификации атмосферы над конкретным пунктом. Для каждого подъема кроме кривой стратификации строится кривая состояния. На каждом уровне на частицу, плотность которой отлична от плотности окружающей среды, действует сила плавучести. Работа, совершаемая силой плавучести при адиабатическом подъеме единичной массы воздуха от нижней границы данного слоя до верхней, носит название *энергии неустойчивости* этого слоя. После построения кривых стратификации и состояния следует выделить площади энергии неустойчивости. Знак энергии определяется соответственно знаку разности $(T' - T)$, где T' — температура частицы, определяемая на кривой состояния, T — температура окружающего воздуха. При $(T' - T) > 0$ (кривая состояния лежит правее кривой стратификации) энергия неустойчивости положительная, при $(T' - T) < 0$ (кривая состояния лежит левее кривой стратификации) — отрицательная, при $T' = T$ (кривая состояния совпадает с кривой стратификации) энергия неустойчивости равна нулю.

Стратификация атмосферы. Выше уровня конденсации частица воздуха находится в насыщенном состоянии и стратификацию атмосферы следует оценивать по отношению к влажноадиабатическому процессу. Возможны три вида стратификации атмосферы: $\gamma > \gamma'_a$ — влажнонеустойчивая; $\gamma = \gamma'_a$ — влажнобезразличная; $\gamma < \gamma'_a$ — влажноустойчивая. По отношению к сухоадиабатическому и влажноадиабатическому движению возможны пять видов стратификации атмосферы:

- $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$ — сухо- и влажнонеустойчивая;
- $\gamma = \gamma_a > \gamma'_a$ — сухобезразличная и влажнонеустойчивая;
- $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$ — сухоустойчивая и влажнонеустойчивая;
- $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$ — сухоустойчивая и влажнобезразличная;
- $\gamma_a < \gamma < \gamma'_a$ — сухо и влажноустойчивая стратификация.

Обработка аэрологической диаграммы на основе температурно-ветрового зондирования (радиозондирования атмосферы) проводится на практических занятиях.

7.2. Тепловой режим приземного слоя

Атмосфера поглощает солнечную энергию слабо, за исключением верхних слоев. В частности, тропосфера непосредственно солнечными лучами нагревается незначительно. Основным источником нагревания нижних слоев атмосферы является тепло, получаемое ими от деятельной поверхности. В дневные часы, когда приход радиации преобладает над излучением, деятельная поверхность нагревается, становится теплее воздуха, и тепло передается от нее к воздуху. Ночью деятельная поверхность теряет тепло излучением и становится холоднее воздуха. В этом случае воздух отдает тепло почве, в результате чего сам охлаждается. Перенос тепла между деятельной поверхностью и атмосферой, а также в самой атмосфере могут осуществлять перечисленные ниже процессы.

Молекулярная теплопроводность. Воздух, соприкасающийся с деятельной поверхностью, обменивается с ней теплом посредством молекулярной теплопроводности. Однако вследствие того, что коэффициент молекулярной теплопроводности неподвижного воздуха сравнительно мал, этот вид теплообмена тоже весьма мал по сравнению с другими его видами.

Турбулентное перемешивание. Атмосферный воздух находится в постоянном движении. Движение отдельных его порций имеет неупорядоченный, хаотичный характер. Такое движение называется турбулентным перемешиванием. Турбулентность оказывает большое влияние на многие атмосферные процессы, в том числе на теплообмен. В результате турбулентного перемешивания атмосферы возникает интенсивный перенос тепла из более теплых её слоев в менее теплые. Теплообмен между земной поверхностью и атмосферой посредством турбулентного перемешивания происходит значительно интенсивнее, чем теплообмен за счет молекулярной теплопроводности воздуха. Так, летом в полуденное время над сушей турбулентный поток тепла при одинаковом градиенте температуры в 10000 раз больше молекулярного.

Тепловая конвекция. Тепловой конвекцией называется упорядоченный перенос отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающий в результате сильного нагревания

нижнего слоя атмосферы. Теплые порции воздуха, как более легкие, поднимаются, а их место занимают холодные, которые затем тоже нагреваются и поднимаются. Тепловая конвекция первоначально возникает как движение отдельных струек, небольших объемов, вихрей, которые постепенно сливаются, образуя мощный восходящий поток, сопровождаемый компенсирующими его нисходящими движениями в соседних районах. Вместе с перемешивающимися порциями воздуха переносится и их теплосодержание, т.е. происходит перенос тепла от более нагретых слоев атмосферы к менее нагретым. Над сушей тепловая конвекция возникает в результате неравномерного нагревания разных участков поверхности почвы. Над водой она возникает в случае, когда водная поверхность теплее прилежащих слоев атмосферы. На водоемах такое положение часто имеет место в холодное время года и в ночные часы. Конвективный перенос тепла при благоприятных условиях может охватывать по вертикали всю толщину тропосферы.

Радиационная теплопроводность. Некоторую роль в передаче тепла от почвы к атмосфере играет излучение деятельной поверхностью длинноволновой радиации, поглощаемой нижними слоями атмосферы. Последние, нагреваясь, последовательно передают тепло вышележащим слоям. В период охлаждения поверхности радиационный поток тепла направлен от вышележащих слоев атмосферы вниз. Радиационный поток тепла над сушей проявляется главным образом в ночные часы, когда турбулентность резко ослаблена, а тепловая конвекция отсутствует.

Испарение влаги с деятельной поверхности и последующая конденсация (сублимация) водяного пара в атмосфере. При конденсации (сублимации) выделяется теплота, которая идет на нагревание окружающего воздуха.

Из пяти перечисленных процессов обмена теплом между деятельной поверхностью и атмосферой преобладающая роль принадлежит турбулентному перемешиванию и тепловой конвекции. Характер деятельной поверхности оказывает большое влияние на процессы нагревания и охлаждения прилегающего к ней слоя атмосферы. Тепловые воздействия суши и водной поверхности на атмосферу неодинаковы, деятельная поверхность суши отдает воздуху большую часть получаемого ею лучистого тепла (40%), чем поверхность водоемов, которая отдает его глубоким слоям. Много тепла на водоемах затрачивается также на испарение воды, и лишь незначительная его часть расходуется на нагревание воздуха. Поэтому в периоды нагревания суши воздух над ней оказывается теплее, чем

над водной поверхностью. Когда же деятельная поверхность охлаждается путем излучения, то суша, не накопившая достаточно запаса тепла, сравнительно быстро охлаждается и охлаждает прилегающие слои воздуха. Моря, океаны и большие озера в теплое время года накапливают в своей толще значительное количество тепла. В зимнее время они отдают его воздуху. Поэтому воздух над водными поверхностями зимой теплее, чем над сушей. Поверхности материков различны — леса, болота, степи, поля отдают воздуху неодинаковое количество тепла. Кроме того, различные виды почв также оказывают неодинаковое термическое влияние на воздух. Зимой снежный покров способствует понижению температуры проходящего над ним воздуха. Объясняется это большой излучательной и отражательной способностью снежного покрова.

Суточный ход температуры воздуха в приземном слое.

Температура воздуха меняется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности. Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, амплитуда суточного хода температуры в психрометрической (метеорологической) будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на одну треть. Рост температуры воздуха начинается вместе с повышением температуры почвы (примерно на 15 мин позже) утром, после восхода солнца. В 13–14 ч температура почвы начинает понижаться, в 14–15 ч она уравнивается с температурой воздуха. С этого времени при дальнейшем падении температуры почвы начинает падать и температура воздуха. Таким образом, минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время после восхода солнца, а максимум — на 14–15 ч. Но в отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть другим. Это зависит от изменений облачности, меняющих радиационные условия земной поверхности, а также от адвекции, т.е. от притока воздушных масс с другой температурой.

В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум — на ночь. Суточный ход температуры может вообще исчезнуть, или кривая суточного изменения примет сложную и неправильную форму. Суточный ход перекрывается или маскируется непериодическими изменениями температуры. Например, в Хельсинки в январе с вероятностью 24% суточный максимум температуры приходится на промежуток времени 00–1 ч ночи, а с вероятностью 13% — от 12 до 14 ч. Даже в тропиках, где непериодические изменения температуры слабее, чем в умеренных широтах, максимум температуры приходится на послеполуденные

часы только в 50% всех случаев. В суточном ходе температуры воздуха, осредненном за многолетний период, непериодические изменения температуры, приходящиеся более или менее равномерно на все часы суток, взаимно погашаются. Вследствие этого многолетняя кривая суточного хода имеет простой характер, близкий к синусоиде. Для примера приведем суточный ход температуры воздуха в г. Перми в январе и в июле, вычисленный по многолетним данным (рис. 7.2.1).

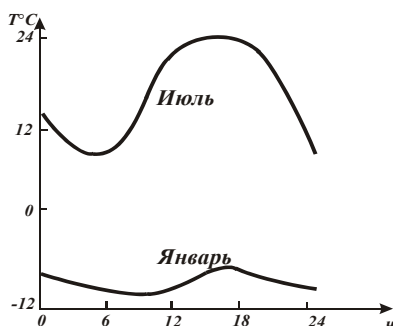


Рис. 7.2.1. Суточный ход средней месячной температуры воздуха, январь и июль (г. Пермь)

Величина суточной амплитуды температуры воздуха зависит от многих факторов. Прежде всего она определяется суточной амплитудой температуры на поверхности почвы: чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она в воздухе. В степях и пустынях средняя суточная амплитуда достигает 15–20°C, иногда 30°C. Над обильным растительным покровом она меньше. На суточной амплитуде сказывается и близость водных бассейнов, в приморских местностях она понижена. Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от облачности. Следовательно, и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью — в ясную погоду она значительно больше, чем в пасмурную. Это хорошо видно из рис. 7.2.2, на котором представлен суточный ход температуры воздуха в г. Перми, средний для всех дней летнего сезона и отдельно для ясных и для пасмурных дней. Суточная амплитуда температуры воздуха меняется также по сезонам, по широте, а также в зависимости от характера почвы и рельефа местности. Зимой она меньше, чем летом, так же, как и амплитуда температуры подстилающей поверхности. Весной она несколько больше, чем осенью. С увеличением широты суточная амплитуда

температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом. В среднем за год рассматриваемая амплитуда составляет в тропических областях около 12°C , в умеренных широтах — $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$, у Полярного круга — $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$, в Заполярье — $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. В самых высоких широтах, где солнце не восходит или не заходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет.

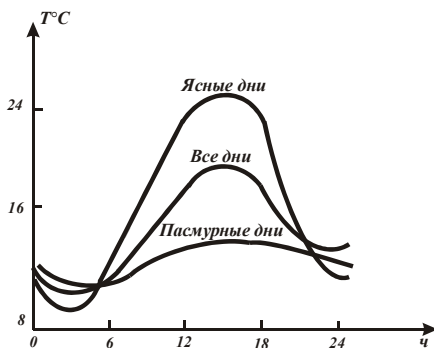


Рис. 7.2.2. Суточный ход температуры воздуха в зависимости от облачности (г. Пермь)

На выпуклых формах рельефа местности (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха уменьшена в сравнении с равнинной местностью, а в вогнутых формах рельефа (в долинах, оврагах и лощинах) увеличена. Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро стекает с нее, заменяясь новыми массами воздуха. В вогнутых же формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз. Но в узких ущельях, где приток радиации и эффективное излучение уменьшены, суточные амплитуды меньше, чем в широких долинах. С увеличением высоты места амплитуда суточного хода температуры воздуха быстро уменьшается, а моменты наступления максимумов и минимумов сдвигаются на более позднее время. Суточный ход температуры с амплитудой $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$ наблюдается даже на высоте тропопаузы, но здесь он уже обусловлен поглощением солнечной радиации озоном, содержащимся в воздухе. Малые суточные амплитуды температуры на поверхности моря имеют следствием и малые суточные амплитуды

температуры воздуха над морем. Суточные амплитуды на поверхности открытого океана измеряются лишь десятными долями градуса, но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до 1–1,5°C, а над внутренними морями и больше. Амплитуды температуры в воздухе повышены, потому что на них сказывается влияние адвекции воздушных масс. Играет роль и непосредственное поглощение солнечной радиации нижними слоями воздуха днем и излучение из них ночью. Аналогичное по характеру, но более слабое влияние на суточный ход температуры воздуха оказывают внутренние водоемы и сильно увлажненные поверхности (болота), над которыми амплитуды уменьшаются.

Непериодические изменения температуры воздуха. Во внетропических широтах эти изменения настолько часты и значительны, что суточный ход температуры отчетливо проявляется лишь в периоды относительно устойчивой малооблачной антициклонической погоды. В остальное же время он отступает на задний план перед непериодическими изменениями, которые могут быть очень интенсивными, особенно зимой, когда температура в любое время суток может упасть (в континентальных условиях) на 18–20°C за 1 ч. В тропических широтах непериодические изменения температуры менее велики и не так сильно нарушают суточный ход температуры. Непериодические изменения температуры связаны главным образом с адвекцией воздушных масс из других районов Земли. Особенно значительные похолодания (иногда называемые волнами холода) происходят в умеренных широтах в связи с вторжениями холодных воздушных масс из Арктики и Антарктиды. В Европе сильные зимние похолодания бывают также при проникновении холодных воздушных масс с востока, а в Западной Европе — с европейской территории России. Холодные воздушные массы иногда проникают в Средиземноморский бассейн и даже достигают Северной Африки и Передней Азии. Но чаще они задерживаются перед горными хребтами Европы, расположенными в широтном направлении, особенно перед Альпами и Кавказом. Поэтому климатические условия Средиземноморского бассейна и Закавказья значительно отличаются от условий близких, но более северных районов. В Азии холодный воздух свободно проникает до горных хребтов, ограничивающих с юга и востока территорию среднеазиатских республик, поэтому зимы на Туранской низменности достаточно холодны. Но такие горные массивы, как Памир, Тянь-Шань, Алтай, Тибетское нагорье, не говоря уже о Гималаях, являются препятствиями для дальнейшего проникновения холодных воздушных

масс к югу. В редких случаях значительные адвективные похолодания наблюдаются даже в Индии: в Пенджабе в среднем на 8–9°C, а в частном случае (март 1911 г.) на 20°C. Холодные массы при этом обтекают горные массивы с запада. Легче и чаще холодный воздух проникает на юго-восток Азии, не встречая на пути значительных преград. В Северной Америке нет горных хребтов, проходящих в широтном направлении. Поэтому холодные массы арктического воздуха могут беспрепятственно распространяться там до Флориды и Мексиканского залива.

Над океанами вторжения холодных воздушных масс могут глубоко проникать в тропики. При этом холодный воздух прогревается над теплой водой, но все же он может вызвать заметные понижения температуры. Вторжения морского воздуха из средних широт Атлантического океана в Европу создают потепления зимой и похолодания летом. Чем дальше в глубь Евразии, тем меньше становится повторяемость атлантических воздушных масс и тем больше меняются над материком их первоначальные свойства. Но все же влияние вторжений с Атлантики на климат можно проследить вплоть до Среднесибирского плоскогорья и Средней Азии. Тропический воздух вторгается в Европу и зимой, и летом из Северной Африки и из низких широт Атлантики. Кроме того, летом воздушные массы, близкие по температуре к воздушным массам тропиков и потому называемые тропическим воздухом, формируются на юге самой Европы или попадают в Европу из Казахстана и Средней Азии. На азиатской территории СНГ летом наблюдаются вторжения тропического воздуха из Монголии, Северного Китая и из южных районов самой территории. В отдельных случаях сильные повышения температуры, до +30°C, при летних вторжениях тропического воздуха распространяются до Крайнего Севера России. В Северную Америку тропический воздух вторгается как с Тихого, так и с Атлантического океана, особенно с Мексиканского залива. На самом материке массы тропического воздуха формируются над Мексикой и югом США. Даже в области Северного полюса температура воздуха зимой иногда повышается до нуля в результате адвекции из умеренных широт, причем потепление можно проследить во всей тропосфере. В менее значительных пространственных масштабах резкие непериодические изменения температуры могут быть связаны с фенами в горных районах, т.е. с адиабатическим нагреванием воздуха при его нисходящем движении.

Температуры воздушных масс. В каждый отдельный район Земли воздушные массы различного происхождения будут приходить

с разными, характерными для них температурами. Эти температуры для каждого места будут свои. Например, арктический воздух, достигнув Крыма, будет иметь там более высокую температуру, чем на Белом море. Характерная температура для каждого типа воздушных масс в данном месте, конечно, будет меняться по сезонам и месяцам года.

Приведем данные о приземных температурах воздушных масс разных типов в г. Москве. Континентальный арктический воздух с Баренцева и Карского морей приходит в район Москвы со средней температурой в январе -19°C , в марте -13°C , в апреле $+1^{\circ}\text{C}$, в июне $+10^{\circ}\text{C}$, в августе $+11^{\circ}\text{C}$, в октябре $+4^{\circ}\text{C}$ и в ноябре -10°C . В то же время морской полярный воздух с Атлантики приходит в Москву со средними температурами в январе -1°C , в марте $+1^{\circ}\text{C}$, в апреле $+4^{\circ}\text{C}$, в июне $+13^{\circ}\text{C}$, в августе $+15^{\circ}\text{C}$, в октябре $+5^{\circ}\text{C}$ и в ноябре $+2^{\circ}\text{C}$. Континентальный тропический воздух с юга Европы или из Средней Азии имеет температуру в июне $+24^{\circ}\text{C}$, в августе $+26^{\circ}\text{C}$. Таким образом, в арктическом воздухе температура быстро нарастает от марта к апрелю и так же быстро падает от октября к ноябрю. Это вполне объяснимо резким изменением радиационных условий в Арктике от зимы к весне и от осени к зиме. В морском полярном воздухе годовой ход температуры более плавный и с меньшей амплитудой. Зимой морской полярный воздух гораздо теплее арктического, а летом его температура лишь немного выше. Зато тропический воздух в Москве летом намного теплее морского полярного. В примерах приведены средние температуры. Иногда вторжения арктического воздуха зимой создают в г. Москве гораздо более сильные морозы. Морской полярный воздух зимой нередко приносит в район Москвы оттепели, но с течением времени он выхолаживается, трансформируясь в континентальный полярный воздух. Летом трансформация морского полярного воздуха в континентальный, напротив, проявляется в нагревании воздуха. На юге, особенно в Средней Азии, арктический или морской полярный воздух летом за несколько дней прогревается настолько, что достигает температуры, характерной для тропического воздуха. Зимой этого не бывает — процесс трансформации ограничивается превращением арктического или морского полярного воздуха в континентальный полярный с достаточно низкими температурами. Разница в трансформации зимой и летом объясняется различными условиями в поступлении солнечной радиации в эти сезоны. Отличия в температурах воздушных масс остаются и в высоких слоях тропосферы. Между воздушными массами существуют и характерные

различия во влажности. Тропический воздух будет обладать наибольшим влагосодержанием, морской полярный — меньшим, арктический — наименьшим. В континентальном полярном воздухе влагосодержание достаточно высоко летом и низко зимой. Различаются воздушные массы и по содержанию пыли, ионов, ядер конденсации.

Междусуточная изменчивость температуры.

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. Наряду с многолетней средней амплитудой суточного хода она является одной из климатических характеристик. Если бы не было непериодических изменений, средняя суточная температура день ото дня оставалась бы почти неизменной; точнее, плавно изменялась бы от суток к суткам на очень малую величину. В действительности средняя суточная температура меняется от суток к суткам по-разному, и иногда очень резко, в связи со сменой воздушных масс. В отдельных случаях эти изменения могут достигать в средних широтах 25°C , даже 35°C , но обычно они значительно меньше — всего несколько градусов. Междусуточная изменчивость температуры тем больше, чем чаще и чем сильнее адвективные изменения температуры, происходящие в данной местности. Междусуточная изменчивость температуры мала в тропиках и возрастает с широтой. В морском климате она меньше, чем в континентальном, потому что над морем температурные различия воздушных масс разного происхождения более сглажены, чем над сушей. Особенно велика междусуточная изменчивость температуры на севере Западной Сибири, а также во внутренних частях Северной Америки. В этих районах в среднем за год она достигает $3,5^{\circ}\text{C}$. На европейской территории России — около $2,5^{\circ}\text{C}$, в Западной Европе — около 2°C , а в Южной Европе даже меньше — $1,5^{\circ}\text{C}$. При этом зимой она везде больше, чем летом, зимние значения на севере Западной Сибири и внутри Северной Америки достигают $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$. Это говорит о сильной циклонической деятельности зимой и о значительных адвективных изменениях температуры, связанных с нею. С высотой междусуточная изменчивость температуры растет примерно до 10–12 км, т. е. во всей тропосфере. На уровне тропопаузы в Европе она около 4°C , а в Северной Америке около $6,5^{\circ}\text{C}$. Большая междусуточная изменчивость температуры в высоких слоях говорит о наличии там больших адвективных изменений температуры, а также о сильном раз-

витии восходящих и нисходящих движений, влекущих за собой адиабатические изменения температуры.

Заморозки. Явление заморозков связано как с суточным ходом температуры, так и с непериодическими ее понижениями, причем обе эти причины обычно действуют совместно. Заморозками называют понижения температуры воздуха или почвы ночью до нуля градусов и ниже в то время, когда средние суточные температуры положительны, т.е. весной и осенью. Весенние и осенние заморозки приводят к самым неблагоприятным последствиям для садовых и огородных культур. При этом необязательно, чтобы температура опускалась ниже нуля в метеорологической будке. Здесь, на высоте 2 м, она может остаться несколько выше нуля, но в припочвенном слое воздуха она в это же время падает до нуля и ниже, и огородные или ягодные культуры повреждаются. Бывает и так, что температура воздуха даже и на небольшой высоте над почвой остается выше нуля, но сама почва или растения на ней охлаждаются путем излучения до отрицательной температуры. Это явление называется заморозком на почве и также может погубить молодые растения. Заморозки чаще всего бывают, когда в данный район приходит достаточно холодная воздушная масса, например арктическая. Температура в нижних слоях этой массы днем выше нуля. Ночью же температура воздуха падает в суточном ходе ниже нуля, т. е. наблюдается заморозок. Для заморозка нужна ясная и тихая ночь, когда эффективное излучение с поверхности почвы велико, а турбулентность мала и воздух, охлаждающийся от почвы, не переносится в более высокие слои, а подвергается длительному охлаждению. Такая ясная и тихая погода обычно наблюдается во внутренних частях областей высокого атмосферного давления — антициклонах. Сильное ночное охлаждение воздуха у земной поверхности приводит к тому, что с высотой температура повышается. Другими словами, при заморозке имеет место приземная инверсия температуры. Заморозки чаще происходят в низинах, чем в возвышенных местах или на склонах, так как в вогнутых формах рельефа ночное понижение температуры усилено. В низких местах холодный воздух больше застаивается и дольше охлаждается. Последние весенние заморозки наблюдаются в центральных областях европейской территории в конце мая — начале июня, а уже в начале сентября возможны первые осенние заморозки.

Типы годового хода температуры воздуха. Годовой ход температуры воздуха определяется прежде всего годовым ходом температуры деятельности поверхности. Амплитуда годового хода представляет собой разность среднемесячных температур самого

теплого и самого холодного месяцев. В Северном полушарии на континентах максимальная среднемесячная температура воздуха наблюдается в июле, минимальная — в январе. На океанах и побережьях материков экстремальные температуры наблюдаются несколько позднее: максимальные — в августе, минимальные — в феврале–марте. На суше амплитуды годового хода температуры воздуха значительно больше, чем над водой. Большое влияние на амплитуду годового хода температуры воздуха оказывает широта места. Наименьшая амплитуда наблюдается в экваториальной зоне. С увеличением широты места амплитуда увеличивается, достигая наибольших значений в полярных широтах. Амплитуда годовых колебаний температуры воздуха зависит от высоты места над уровнем моря. С увеличением высоты амплитуда уменьшается. Большое влияние на годовой ход температуры воздуха оказывают туманы, дожди и главным образом облачность. Отсутствие облачности зимой приводит к понижению средней температуры самого холодного месяца, а летом — к повышению средней температуры самого теплого месяца. В зависимости от широты и континентальности можно выделить следующие типы годового хода температуры.

Экваториальный тип. Амплитуды малы, так как различия в поступлении солнечной радиации в течение года невелики, а время наибольшего притока радиации на границу атмосферы совпадает с наибольшей облачностью и дождями (табл. 7.2.1).

Таблица 7.2.1

Средние многолетние температуры воздуха (°С). Экваториальный тип												
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Джакарта (Ява, 6,2° ю. ш., 106,8° в. д.)												
25,8	25,8	26,2	26,7	26,8	26,5	26,3	26,5	26,8	26,8	26,5	26,1	26,4
Монгала (Судан, 5,2° с. ш., 31,8° в. д.)												
27,2	27,8	28,5	27,2	26,1	25,4	24,3	24,4	25,1	25,7	25,7	26,4	26,2
												Амплитуда
												1,0
												4,2

Внутри материков амплитуда порядка 5°С, на побережьях менее 3°С, на океанах 1°С и менее; на острове Молден (4° ю. ш., 155° з. д.) всего 0,5°С. Обнаруживаются, хотя не всегда отчетливо, два максимума температуры после нахождения Солнца в зените (равноденствий) и два минимума при наиболее низких положениях Солнца (солнцестояниях).

Тропический тип. Амплитуда больше, чем в экваториальном типе. На побережьях порядка 5°С, внутри материка 10–15°С. Один максимум и один минимум в течение года, по большей части после самого высокого и низкого солнцестояния (табл. 7.2.2). В муссонных

областях максимум в этом типе наблюдается перед началом летнего муссона, который приносит некоторое снижение температуры. Обращает на себя внимание смещение максимума на май в Индии.

Таблица 7.2.2

Средние многолетние температуры воздуха (°C). Тропический тип													
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Гонолулу (Гавайские острова, 21,3° с. ш., 157,9° з. д.)													
+22	+22	+22	+23	+24	+25	+25	+26	+26	+25	+24	+23	+24	4,0
Алис-Спрингс (Австралия, 23,6° ю. ш., 133,6° в. д.)													
+28	+28	+24	+20	+15	+12	+12	+14	+18	+23	+26	+27	+21	16
Нагпур (Индия, 21,1° с. ш., 79,1° в. д.)													
+22	+24	+28	+33	+35	+32	+28	+27	+28	+27	+23	+21	+27	14

Тип умеренного пояса. Крайние значения наблюдаются здесь после солнцестояний, причем в морском климате они запаздывают по сравнению с континентальным. В Северном полушарии минимум наблюдается над сушей в январе, а над морем — в феврале или марте; максимум над сушей в июле, а над морем — в августе и иногда даже в сентябре. Это легко объясняется различиями в нагревании и теплоотдаче суши и моря (табл. 7.2.3).

Таблица 7.2.3

Многолетние температуры воздуха (°C). Тип умеренного пояса													
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Монтевидео (Уругвай, 34,9° ю. ш., 56,2° з. д.)													
+23	+22	+20	+17	+14	+11	+10	+11	+13	+15	+18	+21	+16	13
Багдад (Ирак, 33,3° с. ш., 44,4° в. д.)													
+9	+12	+16	+22	+28	+32	+35	+35	+32	+25	+18	+11	+23	26
Лондон (51,5° с. ш., 0,0° в. д.)													
+5	+5	+6	+8	+12	+15	+	+16	+14	+	+6	+5	+10	12
Москва (55,8° с. ш., 37,6° в. д.)													
-10	-10	-5	+4	+12	+15	+18	+16	+10	+4	-2	-8	+4	28
Иркутск (52,3° с. ш., 104,3° в. д.)													
-20	-	-10	0	+8	+14	+17	+15	+8	0	-	-18	+1	37
Архангельск (64,6° с. ш., 40,5° в. д.)													
-12	-12	-8	-1	+6	+12	+15	+13	+8	+1	-5	-10	0	27
Верхоянск (67,5° с. ш., 133,4° в. д.)													
-50	-44	-30	-13	+2	+13	+15	+11	+2	-15	-37	-46	-16	65

Для континентального климата в умеренном поясе особенно характерна холодная зима. Лето жарче, чем в морском климате. В типично морском климате весна холоднее осени, а в континентальном

теплее. Особенно теплая весна в степях и пустынях Казахстана, Туранской низменности, Монголии, где слабый снежный покров сходит рано и не мешает прогреванию почвы. Однако в материковых областях с обильным снежным покровом (например, на европейской территории России и в Западной Сибири), где много тепла идет на таяние снега, весна, как в морском климате, холоднее осени. Годовые амплитуды даже в морском климате умеренного пояса порядка 10–15°C; в континентальном же они порядка 25–40°C, а в Азии могут превышать 60°C. В умеренном поясе можно различать подзоны: субтропическую, собственно умеренную, субполярную. Переходные сезоны хорошо выражены только в средней из них. Годовые амплитуды имеют здесь наибольшие различия для континентального и морского климата.

Таблица 7.2.4

Средние многолетние температуры воздуха (°C). Полярный тип

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Амплитуда
Грин-Харбор (Шпицберген, 78,0° с. ш., 14,2° в. д.)													
-16	-18	-20	-14	-5	+2	+5	+5	0	-6	-11	-14	-10	25
Восток (Антарктида, 72,1° ю. ш., 96,6° в. д.)													
-34	-44	-55	-63	-63	-67	-67	-71	-67	-59	-44	-32	-55	39

Полярный тип. Минимум в годовом ходе перемещается на время появления Солнца над горизонтом после длительной полярной ночи, т.е. в Северном полушарии — на февраль–март, в южном — на август–сентябрь. Максимум в Северном полушарии наблюдается в июле, в Южном — в январе или декабре; амплитуда на суше (Гренландия, Антарктида) велика — порядка 30–40°C. В морском климате полярных широт — на островах и на окраинах материков — она меньше, но все же порядка 20°C и более (табл. 7.2.4).

7.3. Термический режим тропосферы, стратосферы и мезосферы

Распределение температуры в тропосфере и нижней стратосфере. Поле температуры называется зональным, если температура является функцией широты и высоты над уровнем моря и не зависит от долготы. Вертикальные разрезы полей зональной температуры в Северном и Южном полушарии строятся по большому количеству наблюдений. Горизонтальный градиент зональной температуры (Γ) в тропосфере зимой и летом направлен от экватора к полюсам. Общее понижение температуры от экватора к полярным широтам (от 0 до 70°) зимой в том и другом полушарии подобное,

35–50°C в нижней и 25–30°C в верхней тропосфере. Летом в Южном полушарии, где океаны занимают в умеренных широтах 95% поверхности, контраст температур между экватором и полярной областью уменьшается по сравнению с зимой незначительно — до 26°C в нижней и до 20°C в верхней тропосфере. Но в Северном полушарии, где большая часть поверхности занята сушей, разность температур летом почти вдвое меньше, чем зимой. Вблизи уровня моря это различие еще больше: разность температур на экваторе и полюсе равна 60°C в январе и 28,2 °C в июле. В Южном полушарии летом и особенно зимой в умеренных широтах наблюдается зона наибольших горизонтальных градиентов — около 0,7°C/100 км в январе (лето) и 0,8 °C/100 км в июле (зима) на уровне 850 гПа.

В тропосфере Северного полушария существуют две зоны больших значений градиента, одна из них расположена между 30 и 50° с.ш., существует постоянно и только смещается по широте в течение года. С ноября по март ось этой зоны лежит между 30 и 40° с.ш., средние значения Γ достигают 0,9–1,1°C/100 км у поверхности Земли и 0,65–0,70°C/100 км на более высоких уровнях тропосферы. С апреля по октябрь зона больших градиентов находится между 40 и 50° с.ш., они составляют 0,65°C/100 км у поверхности Земли и 0,35–0,45°C/100 км на других уровнях. Вторая зона больших значений Γ , охватывающая только самую нижнюю часть тропосферы, расположена в полярных широтах — около 65° с.ш. зимой и 75° летом.

Особенностью вертикального распределения температуры в тропосфере является ее понижение с высотой на всех широтах. Среднее по полушарию значение вертикального градиента температуры γ составляет 0,65°C/100 м, но наблюдаются значительные отклонения в зависимости от высоты и широты. В пограничном слое (до 1,5 км) средние вертикальные градиенты к северу от 30° с. ш. в течение всего года меньше, чем в остальной части тропосферы. В умеренных широтах они изменяются от 0,05–0,10°C/100 м зимой и до 0,44°C/100 м летом. За полярным кругом зимой и весной преобладает увеличение температуры с высотой, а летом и осенью — медленное понижение. В средней и верхней тропосфере вертикальные градиенты больше, чем в пограничном слое. От зимы к лету в средней тропосфере умеренных широт γ изменяется от 0,40 до 0,55°C/100 м, в верхней — от 0,60 до 0,70°C/100 м. В низких широтах вертикальные градиенты в верхней тропосфере значительно больше, чем в умеренных широтах, $\approx 0,50$ °C/100 м во все сезоны года. В средней тропосфере низких широт они равны 0,50–0,60°C/100 м, в верхней — 0,70–0,75°C/100 м. Высокие температуры (термический экватор) на всех уровнях тропосферы

наблюдаются в июле около 20° с.ш., а в январе у географического экватора.

Высота тропопаузы испытывает колебания в зависимости от широты и времени года, самая высокая (16–17 км) и холодная (–76––82°С) наблюдается в экваториальной области. В умеренных широтах тропопауза располагается на высоте 9–10 км зимой и 11–12 км летом, на 50° с. ш. температура ее равна $\approx -55^\circ\text{C}$ в течение всего года. Самая низкая тропопауза (8–9 км) отмечается в полярной области. Между температурой тропопаузы (T_n) и высотой (H) тропопаузы существует следующая связь: $T_n = T_0 - \gamma H$, где T_0 — температура вблизи земной поверхности, γ — средний по высоте вертикальный градиент. Из этой формулы следует, что чем больше H , тем меньше T_n . Однако на T_n также оказывают влияние T_0 и γ , т.е. не существует однозначной связи между H и T_n . Коэффициенты корреляции (r) между H и T_n равны -0,6; -0,7; значения $r < 0$ указывают на то, что с ростом H температура тропопаузы понижается. Такая зависимость наблюдается не постоянно, в 70% случаев. В 30% случаев между H и T_n существует прямая зависимость, с увеличением H повышается и T_n . Здесь определяющее влияние на T_n оказывает температура T_0 вблизи земной поверхности. Например, в годовом ходе увеличение H летом сопровождается в умеренных широтах ростом T_n . Характерной особенностью широтного распределения H является наличие разрыва тропопаузы в субтропических широтах 30–40°. Ширина зоны разрыва тропопаузы достигает 2000–2300 км и часто в этой зоне наблюдается двойная тропопауза. В экваториальных и тропических широтах высота тропопаузы составляет 16–17 км и не изменяется с широтой, в умеренных и высоких широтах тропопауза расположена на высоте 8–12 км, происходит ее медленное уменьшение к полюсам.

Термический режим нижней стратосферы. В зоне 40° с.ш. – 40° ю.ш. во все сезоны года существует область холода, она охватывает верхнюю часть тропосферы и нижнюю часть стратосферы. Это следствие вертикального турбулентного и конвективного обмена, охватывающего большой слой атмосферы. Чем больше толщина тропосферы, тем ниже температура в ее верхней части. Из-за этого обстоятельства нижняя стратосфера в высоких широтах летом теплая, слабо развитый вертикальный обмен (холодная поверхность) распространяется до небольших высот и температура на уровне тропопаузы оказывается значительно выше (–44––52°С), чем в умеренных и низких широтах. В нижней стратосфере летом горизонтальный градиент температуры направлен от полюсов к экватору, т.е. противоположен по направлению горизонтальному

градиенту в тропосфере. Это важная особенность термического поля стратосферы в летнюю половину года. Переход от тропосферного градиента к стратосферному осуществляется постепенно, в слое 10–11 км область холода наблюдается в умеренных широтах 50–60° с.ш., а выше она смещается в более низкие широты. В зимние месяцы характер горизонтального распределения температуры от экватора до умеренных широт в нижней стратосфере сохраняется, горизонтальный градиент здесь, как и летом, направлен в сторону экватора. Но зимой в высокие широты солнечная радиация не поступает, под влиянием собственного излучения формируются области холода, центры которых расположены над полюсами между 25–30 км. Температура в центре арктической области холода понижается до -73°С, в антарктической — до -85°С. Самые высокие температуры зимой наблюдаются в стратосфере умеренных широт, в нижней стратосфере область тепла располагается между 40–60° широты, в средней стратосфере смещается к экватору. Таким образом, в стратосфере зимой горизонтальный градиент направлен от умеренных широт в сторону экватора и полюсов. Это еще одна важная особенность термического режима зимней стратосферы.

Горизонтальный градиент температуры (Γ) в стратосфере постоянен — температура зависит от широты и высоты. Одна область больших значений Γ наблюдается между областью холода у полюса и тепла умеренных широт. Зимой здесь горизонтальный градиент температуры составляет $\approx 0,45^\circ\text{C}/100$ км в нижней стратосфере и $0,6\text{--}0,7^\circ\text{C}/100$ км в средней стратосфере. Другая область больших значений Γ наблюдается зимой и летом, она расположена в нижней стратосфере в около экваториальной области холода, где градиент $\approx 0,8^\circ\text{C}/100$ км в зимнее время и $0,7^\circ\text{C}/100$ км в другие сезоны года. С апреля по октябрь в стратосфере на всех широтах преобладает инверсионная стратификация ($\gamma < 0$). Абсолютное значение γ увеличивается в слоях 16–25 и 25–30 км с приближением к экватору. Зимой отрицательные значения γ сохраняются только в низких широтах. В полярной области температура продолжает понижаться до высоты 30 км, в умеренных широтах — до высоты 25 км. Данные, полученные метеорологическими ракетами и спутниками, дают представление о среднем распределении температуры, давления и плотности воздуха, скорости ветра в пределах стратосферы и мезосферы. Летом температура в зоне 30–80° с.ш. растет с высотой после тропопаузы, достигая максимума в стратопаузе (50 км), выше этого уровня температура понижается (до 82 км), а далее снова возрастает.

Таблица 7.3.1

Вертикальные градиенты средней зональной температуры ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$)
в стратосфере

Месяц	Слой, км	$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$				
		80	60	50	30	10
Январь	16–25	0,05	0,03	0,01	-0,20	-0,30
	25–30	0,01	-0,05	-0,08	-0,16	-0,17
Июль	16–25	-0,02	-0,03	-0,08	-0,24	-0,31
	25–30	-0,11	-0,14	-0,14	-0,17	-0,18

В пределах слоя 0–100 км летом существуют два уровня — около 12 и 65 км, где горизонтальный градиент средней зональной температуры $\Gamma \approx 0$, между ними горизонтальный градиент температуры направлен от высоких широт к низким, а в тропосфере и выше 65 км он имеет одинаковое направление — от низких широт к высоким. Зимнее распределение зональной температуры по высоте и горизонтали отличается от летнего, в высоких широтах температура продолжает понижаться и выше тропопаузы. В слое от 30 до 50 км температура на всех широтах возрастает с высотой, горизонтальный градиент в слое 20–45 км имеет такое же направление, как и до 10–11 км, от низких широт к высоким. В слое 10–20 км он направлен от умеренных широт, где наблюдается область тепла, к низким и высоким. Смена направления горизонтального градиента зимой происходит только на высотах более 55–60 км.

Таблица 7.3.2

Разность температур лето–зима, $^{\circ}\text{C}$

$\varphi^{\circ}\text{с.ш.}$	Z, км									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
80	12	25	35	49	35	15	-24	-57	-63	-49
60	13	11	25	32	22	6	-22	-44	-51	-32
50	13	0	12	20	14	0	-10	-23	-28	-14
30	8	2	4	5	0	4	5	0	0	4

С помощью исследований поля зональной температуры летом и зимой до высоты 100 км выявлено, что стратопауза имеет значительный наклон от полюса к экватору. Зимой ее высота над полюсом около 57 км, а над экватором 47 км. Температура стратопаузы в высоких широтах летом на 15–20 К выше, чем зимой. Расположена же стратопауза зимой на 2–3 км выше, чем летом. Температура мезопаузы в полярной области летом понижается до 170 К, в экваториальной зоне она равна 190 К. Температура воздуха в слое 10–60 км летом значительно выше, чем зимой, в слое 60–70 км в вы-

соких и средних широтах эта разность меняет знак, в слое 70–100 км температура летом на несколько десятков градусов ниже, чем зимой (табл. 7.3.2).

Влияние материков и океанов. Так как зональные поля метеорологических величин зависят только от φ° и H , они являются идеальными, а не реальными полями и возможны только над однородной земной поверхностью. В реальной атмосфере наблюдаются большие отклонения метеорологических величин от зональных значений. Сильное влияние на поле температуры по масштабам охватываемой территории и по степени нарушений зональности оказывают материки и океаны, термические свойства которых отличаются. Материки и океаны оказывают большое влияние не только на поле температуры вблизи земной поверхности, но и на поле температуры всей тропосферы, стратосферы и более высоких слоев. По данным наблюдений были выявлены средние значения температуры для различных широт на уровне моря и главных изобарических поверхностей для материков и океанов Северного полушария. Температура воздуха над океанами на всех широтах и высотах (до 300 гПа) зимой выше, а летом ниже, чем над материками. Зимой наибольшие разности температур на уровне моря наблюдаются в полярных (разность 20°C) и умеренных (разность $7\text{--}8^\circ\text{C}$) широтах, к югу они быстро уменьшаются и южнее 30 с.ш. становятся незначительными (2°C). В высоких широтах разности температур быстро уменьшаются с высотой и на уровне 500 гПа составляют только $2\text{--}4^\circ\text{C}$, в умеренных широтах в пределах всей тропосферы сохраняются значительные разности температур, $5\text{--}8^\circ\text{C}$ в нижней и средней тропосфере и $3\text{--}4^\circ\text{C}$ в верхней. Летом сильное тепловое воздействие материки оказывают в зоне $30\text{--}40^\circ$ с.ш., где разности температур сохраняются большими до уровня 200 гПа. Представление об отклонениях температуры от ее зональных значений дают карты изаномал — линий, соединяющих точки с одинаковыми разностями между температурой в некотором пункте и средней температурой того широтного круга, на котором расположен этот пункт. Зимой области отрицательной аномалии температуры располагаются над материками Евразии и Северной Америки с центрами в восточных частях этих материков, а области положительной аномалии — над океанами, так как зимой они являются источниками тепла. Горизонтальное распределение температуры летом отличается от распределения зимой, знаки аномалий над материками и океанами обратные, области аномалий одного знака обширны и смещены в более низкие широты (центры положительной аномалии расположены между $20\text{--}30^\circ$ с. ш. над Азией

и Африкой и 20–45° с.ш. над Северной Америкой). В стратосфере распределение температуры над большей частью Северного полушария существенно отличается от зонального. Отклонения температуры от ее зональных значений в стратосфере сравнимы с тропосферой, зимой отклонения в стратосфере больше, чем в верхней тропосфере и возрастают с высотой. В стратосфере, как и в тропосфере, максимальные разности зимой наблюдаются в умеренных и высоких широтах, летом — в субтропических и тропических. Зимой в стратосфере (50–30 гПа) наблюдаются две четко разграниченные области больших отклонений температуры от зональных значений. Область положительной аномалии температуры охватывает большую часть Азиатского материка, север Тихого океана и Аляску, область отрицательных отклонений занимает большую часть Западного полушария в высоких и умеренных широтах и север Европы. Летом нарушения зонального распределения температуры в стратосфере меньше, чем зимой, отклонения средней за июль температуры от зональных значений на поверхностях 50 и 30 гПа не превышают $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$ в пределах всего Северного полушария.

Периодические изменения. Годовые колебания. На всех уровнях тропосферы и стратосферы наблюдаются годовые колебания температуры воздуха со значительной амплитудой. Самые высокие значения зональной температуры наблюдаются в Северном полушарии в июле, низкие — в январе–феврале. Исключение составляет экваториальная область, где максимумы температуры отмечаются в апреле и октябре, а минимумы — в феврале и августе. Наибольшие амплитуды годовых колебаний зональной температуры наблюдаются в умеренных и высоких широтах, где составляют 21–32°C в нижней и 12–14°C в верхней тропосфере. К югу от 50° с.ш. амплитуда годового хода быстро убывает (до 2°C). В тропосфере горизонтальные градиенты температуры в течение года изменяются преимущественно в зоне 10–50° с.ш., а к северу от этой зоны градиенты зимой и летом примерно одинаковые. Годовой ход температуры в стратосфере отличается от тропосферного, в тропосфере и нижней стратосфере экстремумы температуры на более высоких уровнях наступают позже, чем на низких (время запаздывания составляет меньше месяца). Максимальная температура наблюдается на всех уровнях (до 100 гПа) в июле, а минимальная — в январе, но уже на уровне 50, 30 и 10 гПа максимум температуры на всех широтах отмечается в июне, а минимум — в декабре. Сезонная перестройка поля температуры в стратосфере от зимы к лету происходит значительно быстрее, чем в тропосфере. В отличие от тропосферы, горизонтальный градиент

температуры в стратосфере сильно изменяется в течение года к северу от 40–50 с.ш. Здесь меняется не только его значение, но и направление: зимой он направлен от умеренных широт к полюсу, летом — наоборот. Амплитуда годового хода температуры в полярной области велика — 12–28°C в нижней и 22–42°C в средней стратосфере. В стратосфере умеренных и субтропических широт амплитуды годовых колебаний малы (3,5–6°C).

Проанализируем амплитуды годового хода температуры в Северном и Южном полушарии. Максимальные разности и амплитуды годовых колебаний наблюдаются в высоких и умеренных широтах, наименьшие — в низких. Большое влияние на термический режим атмосферы оказывают теплофизические свойства деятельного слоя земной поверхности. Площадь, занятая материками, в Северном полушарии примерно в 2 раза больше, чем в Южном, и соответственно составляет 40% поверхности (в Северном 19%). Вследствие того, что годовые колебания температуры на материках проникают на небольшую глубину (20–30 м), материки сильно нагреваются летом и охлаждаются зимой. В океанах под влиянием турбулентного перемешивания годовые колебания распространяются до глубины 200–300 м. Следует также иметь в виду, что и солнечная радиация проникает в воду до значительных глубин, тогда как на суше она поглощается в тонком поверхностном слое, солнечная радиация поглощается слоем воды толщиной около 10 м. Масса и теплосодержание столба воды такой толщины сравнимы с массой и теплосодержанием вертикального столба, включающего тропосферу и стратосферу. Из-за этого амплитуда годовых колебаний температуры поверхностного слоя для океанов меньше, чем для суши. Разность температур летом и зимой в Северном полушарии практически на всех широтах больше, чем на соответствующей широте в Южном полушарии. Велико это различие в широтной зоне — 35–65°, где разность температур на одной и той же широте в Северном полушарии в 4 раза больше, чем в Южном. В стратосфере годовые колебания температуры обусловлены поглощением солнечной радиации в самой атмосфере. При этом важную роль играет различие в радиационном режиме полушарий, за счет изменения расстояния между Землей и Солнцем поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы в январе \approx на 7% больше, чем в июле. Благодаря этому температура января на всех широтах того и другого полушария должна быть несколько выше, а июля — ниже. Амплитуда годового хода в Северном полушарии — это разность средних за июль и январь температур, а в Южном, наоборот, это разность средних за январь и

июль. При существенном влиянии астрономического эффекта амплитуда годовых колебаний температуры в Северном полушарии должна быть меньше, чем в Южном. В стратосфере (уровень 50 гПа) амплитуда годовых колебаний в умеренных и высоких широтах в Южном полушарии больше, чем в северном. В тропосфере на уровне 500 гПа этот эффект подавляется влиянием более мощного геофизического фактора — различия теплофизических свойств материков и океанов. Правда, уже на этом уровне в экваториальной области (широта 10°), где материки и океаны занимают в обоих полушариях примерно одинаковую площадь, амплитуда годовых колебаний в Южном полушарии почти в 2 раза больше, чем в Северном ($1,7^\circ\text{C}$ против $0,9^\circ\text{C}$). На уровне 1000 гПа лето (июль) на экваторе на 1°C холоднее зимы (январь) и разность температур (лето—зима) на уровнях 500 и 300 гПа на широте 10° в Южном полушарии в 2 раза больше, чем в северном. Годовой ход температуры на разных высотах можно представить графиками термоизоплет, где видно образование области тепла вблизи стратопauзы летом и исчезновение ее зимой. В высоких широтах область тепла более обширна (изотерма 260 К, H от 37 до 60 км) и сохраняется с апреля до середины октября, в умеренных — вертикальная протяженность области тепла меньше (изотерма 260 К, H от 38 до 56 км), но существует она почти весь год. В мезосфере в летнюю половину года формируется область холода, расположенная над стратосферной областью тепла, максимальные амплитуды годового хода температуры в слое 30–80 км на всех широтах наблюдаются в верхней мезосфере, наименьшие — 55–65 км.

Суточные колебания. Значительные суточные колебания температуры наблюдаются в пограничном слое атмосферы, но периодические изменения существуют и в свободной атмосфере. Амплитуда суточного хода температуры воздуха, достигнув минимума на высоте ≈ 1 км, выше вновь возрастает, амплитуда в свободной атмосфере (выше 2 км) в среднем составляет $\approx 1\text{--}3^\circ\text{C}$. Амплитуда суточного хода, обусловленная поглощением солнечной радиации, составляет $0,3^\circ\text{C}$ на высоте 3 км, $0,2^\circ\text{C}$ на 10 км, $0,8^\circ\text{C}$ на 25 км, $1,6^\circ\text{C}$ на 30 км.

Инверсии температуры. Инверсия — это такое распределение температуры по высоте, когда вместо наблюдаемого в тропосфере понижения температуры с высотой в некотором слое отмечается ее повышение, где вертикальный градиент T меньше нуля ($\gamma < 0$). Инверсии температуры по условиям образования делят на термические и динамические. К первым относятся радиационные и адвективные инверсии, ко вторым — инверсии оседания,

турбулентные и фронтальные. Часто инверсии образуются под влиянием нескольких процессов, например, радиационного выхолаживания и адвекции (радиационно-адвективные инверсии), оседания и радиационных потерь тепла (инверсии в антициклонах), турбулентного обмена и оседания. По положению их нижней границы делят на приземные и приподнятые. Инверсии температуры распространенное явление, повторяемость инверсий в г. Перми составляет 52% общего числа наблюдений. С инверсиями связаны образование туманов, эволюция облаков, высокие уровни загрязнения атмосферы.

Радиационные инверсии бывают ночные и зимние. Образуются они под влиянием потерь тепла земной поверхностью при ее отрицательном радиационном балансе. Хотя земная поверхность охлаждается за счет радиации (эффективного излучения), понижение температуры в прилегающем к ней слое воздуха осуществляется турбулентным теплообменом. Вклад радиационного теплообмена даже в ночные часы, когда турбулентный обмен ослаблен, составляет менее 10% турбулентного. Благоприятные условия для образования радиационных инверсий создаются тогда, когда велико эффективное излучение (низкая относительная влажность, отсутствие облаков, особенно нижнего яруса) и мал приток тепла из почвы (пониженная теплопроводность и теплоемкость почвы). По мере распространения охлаждения вверх толщина ночной инверсии увеличивается. Максимальных значений высота достигает в момента восхода Солнца, после восхода земная поверхность начинает нагреваться и ночная инверсия разрушается. Верхняя граница ночных инверсий совпадает с верхней границей приземного слоя, высота ее составляет от 10–15 м при слабом ветре до 200–300 м при умеренном. Разность температур воздуха на верхней и нижней границах инверсии составляет несколько градусов. Модуль вертикального градиента температуры на 100 м колеблется от нескольких градусов до десятков и сотен, с высотой она убывает. При сильном ветре, сопровождающемся увеличением интенсивности турбулентного обмена, приземная инверсия температуры вблизи земной поверхности разрушается и переходит в приподнятую инверсию. Зимой в умеренных и высоких широтах радиационный баланс земной поверхности меньше нуля не только ночью, но и днем. Вследствие этого земная поверхность под влиянием излучения непрерывно охлаждается, что способствует сохранению инверсии в течение длительного времени. В полярных областях зимой в Арктике, Антарктике, Гренландии, северных частях материков формируются высокие инверсии (верхняя граница 2–3 км) с перепадом

температур до 20–25°C. Они особенно мощны в антициклонах, где к эффекту радиационного охлаждения добавляется влияние нисходящего движения воздуха.

Адвективные инверсии возникают при перемещении теплой воздушной массы на холодную подстилающую поверхность. С помощью молекулярного и турбулентного обмена охлаждение от подстилающей поверхности распространяется на все более толстый слой воздуха и образуется инверсия. Но усиление инверсии и распространение вверх долго не продолжается, так как под влиянием тепла, поступающего от воздушной массы, подстилающая поверхность начнет прогреваться, процесс формирования инверсии продолжается 2 суток. Одной из разновидностей адвективных инверсий являются весенние инверсии. Они образуются весной при натекании теплой воздушной массы на снежную поверхность, температура которой близка к 0°C. Так как температура воздуха уже на высоте 2 м может превышать 10°C, то возникает инверсия с большим контрастом температур. Когда на образование инверсии оказывают влияние радиация и адвекция, то инверсию называют адвективно-радиационной.

Приподнятые инверсии. С инверсиями связано образование туманов. Как только под влиянием понижения температуры в инверсионном слое образовался туман, он начинает оказывать обратное влияние. Если толщина тумана увеличивается до 200–300 м, перестает действовать основной фактор, поддерживающий низкую температуру вблизи поверхности Земли, — эффективное излучение. Так как потоки тепла в атмосфере и почве направлены при инверсии к земной поверхности, то температура последней при отсутствии потерь тепла начнет повышаться. Распространение повышения на некоторый слой приводит к образованию приподнятой инверсии. В 30% случаев в адвективных туманах формируются приподнятые инверсии, туман под такой инверсией может рассеяться, и тогда образуется облачность. Процесс образования приподнятой инверсии, рассеяния тумана под ней и возникновения облачности протекает тем быстрее, чем больше скорость ветра. В больших городах роль тумана выполняют примеси антропогенного происхождения. В сочетании с повышенной турбулентностью, обусловленной увеличением параметра шероховатости в городе по сравнению с окрестностями, загрязнение атмосферы приводит к тому, что там преобладают приподнятые инверсии. Так, в г. Перми при общей повторяемости инверсий, равной 53%, на долю приземных инверсий приходится 12%, приподнятых — 41%, в г. Кунгуре соотношение обратное.

Инверсии оседания (динамические инверсии). Вертикальные движения играют основную роль в образовании данных инверсий, для доказательства этого необходимо учесть не только нисходящее движение (опускание), но и зависимость вертикальной скорости от высоты. Эти инверсии образуются под влиянием конвективного притока тепла, который в нижней тропосфере увеличивается с высотой, и их части называют конвективными или динамическими. Они усиливаются под влиянием радиационного фактора, при антициклонической (безоблачной) обстановке велико эффективное излучение земной поверхности и формируются мощные инверсии, где перепад температур на верхней и нижней границах достигает 20–25 °С, толщина — 2–4 км. Их называют конвективно-радиационными. Конвективные инверсии наблюдаются в антициклонах не только зимой (в умеренных и высоких широтах), но и летом, однако если зимние инверсии чаще приземные, то летние — приподнятые. Приподнятые инверсии широко распространены в субтропических антициклонах (азорский, гонолульский), а также летом в высоких антициклонах умеренных широт.

Турбулентные инверсии. Интенсивность турбулентного обмена повышена в пограничном слое, в облаках и струйных течениях. Если в начальный момент некоторый слой стратифицирован сухоустойчиво ($\gamma < \gamma_a$), а затем в этом слое под влиянием увеличения скорости ветра или натекания воздушной массы на поверхность с большей шероховатостью турбулентный обмен усилится, то кривая стратификации приблизится к сухой адиабате, так как поток тепла направлен вниз и, следовательно, в верхней части слоя температура понизится, а в нижней — повысится. Если выше и ниже слоя с усилившимся обменом распределение температуры не изменилось, то вблизи верхней и нижней границ слоя возникнут инверсии температуры.

Фронтальные инверсии. Важную роль в формировании фронтальных (подоблачных) инверсий играют восходящие движения синоптического масштаба в сочетании с выделением тепла конденсации в процессе образования фронтальной облачности. Температура в подоблачном (ненасыщенном) воздухе под влиянием восходящего движения уменьшается во времени, а в облаке (в насыщенном воздухе) увеличивается при влажнонеустойчивой стратификации или уменьшается, но медленнее. В том и в другом случае вблизи нижней границы облака создаются условия для образования слоя с инверсионным распределением температуры, этот слой толщиной в несколько сотен метров и представляет собой

фронтальную зону. Если облако оказывается в поле нисходящего движения ($w < 0$), то около его верхней границы создаются условия для формирования инверсии температуры.

7.4. Взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности

Происходящие процессы в атмосфере и деятельном слое поверхности взаимосвязаны, например, достигает земной поверхности большая часть солнечной радиации, но атмосфера получает энергию в основном от Земли. Солнечная радиация (поглощенная) неравномерно распределяется по поверхности, изменяется во времени. Под влиянием этих изменений происходят колебания теплосодержания деятельного слоя, это такой слой почвы или воды, температура которого испытывает суточные и годовые колебания, на суше его толщина 8–30 м, в океане — 200–300 м. Деятельные слои оказывают влияние на тепловой режим атмосферы. Масса вертикального столба атмосферы равна массе столба воды толщиной только 10 м и теплоемкость воздуха при постоянном давлении составляет примерно 1/4 теплоемкости воды, т.е. вклад океана в теплосодержание вертикального столба в 120 раз больше атмосферы при изменении температуры на одно и то же значение. Понижение температуры деятельного слоя океана на $0,1^\circ\text{C}$ вызывает повышение температуры вертикального столба атмосферы на 10°C .

Уравнение теплопроводности почвы. Приходящее к земной поверхности тепло распространяется в почве за счет молекулярной теплопроводности. Поток тепла Q на произвольной глубине Z , пропорционален вертикальному градиенту температуры

$$Q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial Z}, \quad (7.4.1)$$

он положителен и направлен в глубь почвы, когда температура убывает с глубиной $\frac{\partial T}{\partial Z} < 0$. Коэффициент пропорциональности λ

(Вт/м·°C) носит название коэффициента теплопроводности почвы и имеет разные значения, например, для торфа 0,88, известняка 1,77. Теплопроводность твердых частей почвы примерно в 100 раз больше молекулярной теплопроводности воздуха, поэтому с увеличением пористости почвы теплопроводность ее резко уменьшается. При увлажнении почвы часть почвенного воздуха замещается водой, теплопроводность которой примерно в 20 раз больше

теплопроводности воздуха и λ почвы возрастает при увеличении ее влажности. Приток тепла к единичной массе почвы с потоком Q

$$\varepsilon = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial Q}{\partial Z} \quad \text{или} \quad \varepsilon = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial Z} \frac{\partial T}{\partial Z}, \quad (7.4.2)$$

где ρ — плотность почвы. Приравнявая ε к изменению теплосодержания почвы за единицу времени, приходим к следующему уравнению теплопроводности почвы или уравнению притока тепла

$$c' \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial Z} \lambda \frac{\partial T}{\partial Z}, \quad (7.4.3)$$

где c' — удельная теплоемкость почвы, произведение $c'\rho$ представляет собой объемную теплоемкость почвы. Для основных составных частей почвы (песок, глина) она составляет 2,09 Дж/(м³·°C), равна половине теплоемкости воды. Увеличение влажности и уменьшение пористости почвы сопровождаются возрастанием ее объемной теплоемкости. В общем случае коэффициенты λ и $c'\rho$ в уравнении (7.4.3) — переменные величины, зависящие от Z и t , но в случае, когда почва по глубине однородна и равномерна увлажнена, коэффициенты уравнения считают постоянными и уравнение теплопроводности принимает вид (уравнение Фурье)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \mu \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2}, \quad (7.4.4)$$

где $\mu = \frac{\lambda}{c'\rho}$ (м²/с) — коэффициент температуропроводности почвы.

Вертикальное распределение температуры почвы. Средняя суточная температура почвы с глубиной понижается летом и повышается зимой. В переходные сезоны (весной и осенью) наблюдается более сложное распределение средней суточной температуры с глубиной. Поток тепла в почве направлен в сторону понижения температуры. Осредненный за сутки поток тепла положителен летом и отрицателен зимой. Средняя годовая температура почвы убывает с глубиной в низких широтах и возрастает в высоких. На вертикальное распределение температуры почвы оказывают влияние растительный и снежный покровы. Растения, поглощая часть солнечной радиации, днем уменьшают ее приток к почве, а ночью — эффективное излучение почвы. Летом, когда основную роль в нагревании почвы играет прямая солнечная радиация, почва под растительным покровом на всех глубинах оказывается холоднее оголенной почвы. Температура поверхности оголенной почвы летом может достигать больших значений, например, 82°C в тропиках, 60°C в умеренных широтах.

Максимально высокие температуры наблюдаются не на оголенной поверхности, а на покрытой редкой выгоревшей травой, например, в Казахстане на высоте 20 см среди такой травы дневной максимум и ночной минимум температуры на 1,2 и 0,5°C выше, чем над оголенной почвой. Зимой, когда основным фактором является излучение, почва под растительным покровом теплее оголенной, но для формирования теплового режима важен и снежный покров. Он отражает солнечную радиацию и излучает длинноволновую, а радиационный баланс поверхности снега чаще отрицательный. Под влиянием радиационных потерь тепла поверхность снега сильно охлаждается. Вследствие малой теплопроводности снега температура внутри слоя снега резко возрастает с глубиной, в результате температура поверхности почвы под снегом всегда выше температуры не покрытых снегом поверхностей. Снег предохраняет почву от глубокого промерзания. Суточные колебания температуры в снежном покрове проникают только до глубины 25 см. Весной в противоположность зиме снег оказывает охлаждающее влияние на почву. Поступающее к поверхности снега тепло весной расходуется на его таяние и испарение, из-за этого температура вблизи поверхности снега составляет 0°C, а оголенных участков почвы и воздуха выше. В лесу образуется два деятельных слоя — в кронах деревьев и почве. Густой лес высотой 25 м пропускает к почве только 5% падающей солнечной радиации. В таком лесу и при достаточном увлажнении почвы преобладает инверсионная стратификация

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Вып. 1. Климатические характеристики основных аэропортов. Ч. 1. М.: Госкомгидромет, 1973. 185 с.*
- Атлас облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 267 с.*
- Атмосфера: справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 509 с.*
- Баранов А.М. Авиационная метеорология / А. М. Баранов, С.В. Солонин. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 383 с.*
- Баранов А.М. Авиационная метеорология / А.М. Баранов, О.Г. Богаткин, В.Ф. Говердовский, В.Д. Еникеева. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 345 с.*
- Баранов А.М. Облака и безопасность полетов/ А.М. Баранов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 231 с.*
- Бочарников Н.В. Дальность видимости на взлетно-посадочной полосе и ее определение / Н.В. Бочарников, П.Я. Никишков, А.С. Солонин. СПб.: Гидрометеиздат, 1999. 71 с.*
- Бедрицкий А.И. Современное состояние системы метеорологических наблюдений в Российской Федерации / А.И. Бедрицкий // Метеорология и гидрология. 1996. № 1. С. 5–12.*
- Берлянт А.М. Геоиконика / А.М. Берлянт. М., 1996. 336 с.*
- Богаткин О.Г. Авиационные прогнозы погоды / О.Г. Богаткин, Г.Г. Тараканов. СПб., 2007. 270 с.*
- Воробьев В.И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах / В.И. Воробьев. Л.: Гидрометеиздат, 1960.*
- Гаврилов В.А. Прозрачность атмосферы и видимость / В.А. Гаврилов. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 167 с.*
- Гарбук С.В. Космические системы дистанционного зондирования земли / С.В. Гарбук, В.Е. Гершензон. М.: Изд-во А и Б, 1997. 296 с.*
- Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии / М.А. Герман. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 351 с.*
- Григорьев А.А. Антропогенные воздействия на окружающую среду по наблюдениям из космоса / А.А. Григорьев М.: Наука, 1985.*
- Ермакова Л.Н. Основы метеорологии / Л.Н.Ермакова, Н.И.Толмачева. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2005. 180 с.*
- Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 720 с.*
- Иванов А. П. Оптика рассеивающих сред / А.П. Иванов. Минск: Наука и техника, 1969. 590 с.*

Кароль И.Л. Газовые примеси в атмосфере / И.Л. Кароль, В.В. Розанов, Ю.М. Тимофеев. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 192 с.

Код для оперативной передачи данных приземных гидрометеорологических наблюдений с сети станций Госкомгидромета СССР, расположенных на суше (включая береговые станции). КН-01. Национальный вариант международного кода FM 12-IX SYNOP. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 64 с.

Космическое земледование: информационно-математические основы / под ред. акад. РАН В.А. Садовниченко. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 571 с.

Космическое земледование: диалог природы и общества. Устойчивое развитие / под ред. акад. РАН В.А. Садовниченко. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 640 с.

Крэкнелл А.П. Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии / А.П. Крэкнелл. М.: Мир, 1984. 320 с.

Матвеев Л.Т. Физика атмосферы / Л.Т. Матвеев. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 778 с.

Мейсон Б.Д. Физика облаков / Б.Д. Мейсон. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 542 с.

Методические указания по приведению атмосферного давления к уровню моря и вычислению высот изобарических поверхностей на метеорологических станциях. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 49 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеиздат, 1985. Вып. 3, ч. 1. 157 с.

Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации России (НМО ГА-951). М., 1995. 156 с.

Облака и облачная атмосфера: справочник / под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 647 с.

Практикум по синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1983.

Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 301 с.

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1986. Ч. 1. 702 с.

Руководство по краткосрочным прогнозам погоды: в 2 ч. Л.: Гидрометеиздат, 1986. Ч. II, вып. 2: Урал и Сибирь.

Семенченко Б.А. Физическая метеорология / Б.А. Семенченко. М.: Аспект Пресс, 2002. 415 с.

Справочник потребителя спутниковой информации / под ред. В.В. Асмуса, О.Е. Милехина. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 105 с.

Толмачева Н.И. Основы метеорологических наблюдений / Н.И. Толмачева, Л.Н. Ермакова / Перм. ун-т. Пермь, 2005. 260 с.

Толмачева Н.И. Космические методы экологического мониторинга / Н.И. Толмачева, Л.С. Шкляева / Перм. ун-т. Пермь, 2006. 296 с.

Толмачева Н.И. Метеорологические радиолокаторы и радионавигационные системы управления воздушным движением / Н.И. Толмачева, О.Ю. Булгакова / Перм. ун-т. Пермь, 2007. 154 с.

Толмачева Н.И. Дистанционные методы исследования мезометеорологических процессов / Н.И. Толмачева / Перм. ун-т. Пермь, 2010. 200 с.

Толмачева Н.И. Методы и средства гидрометеорологических измерений (для метеорологов) / Н.И. Толмачева / Перм. ун-т. Пермь, 2011. 223 с.

Халевицкий З.З. Прогноз высоты нижней границы облаков по влажности и вертикальным движениям воздуха / З.З. Халевицкий // Гидрометеорологические прогнозы и расчеты: сб. работ ГМЦ. Л.: Гидрометеиздат, 1985. Вып. 1(14).

Хромов С.П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.

Хромов С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 527 с.

Хромов С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 584 с.

Хргиан А.Х. Физика атмосферы / А.Х. Хргиан. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 328 с.

Шарова Л.Н. Средняя многолетняя температура воздуха по зарубежной территории и акватории Северного полушария / Л.Н. Шарова. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 296 с.

Шанда Э. Физические основы дистанционного зондирования / Э. Шанда. М.: Недра, 1990. 280 с.

Учебное издание

Толмачева Наталья Игоревна

ФИЗИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Учебное пособие

Редактор *Л.Г. Подорова*

Корректор *А.В. Семицветова*

Компьютерная верстка *Н.И. Толмачевой*

Подписано в печать 12.02.12. Формат 60х84 1/16.

Усл. печ. л. 18,83. Тираж 100 экз. Заказ

Редакционно-издательский отдел Пермского государственного
национального исследовательского университета.
614990. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского государственного национального
исследовательского университета
614990. Пермь, ул. Букирева, 15