

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Ж.В. Рыбакова

**ВВЕДЕНИЕ
В ФИЗИЧЕСКУЮ МЕТЕОРОЛОГИЮ
И КЛИМАТОЛОГИЮ**

Учебное пособие

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук *В.Г. Блинковой*

Томск
Издательский Дом Томского государственного университета
2018

УДК 551.51 (075.8)

ББК 26.23я73

Р93

Рецензенты:

д-р геогр. наук *В.В. Севастьянов*
канд. физ.-мат. наук *Е.В. Харюткина*

Рыбакова Ж.В.

Р93 Введение в физическую метеорологию и климатологию :
учеб. пособие / под ред. В.Г. Блинковой. – Томск :
Издательский Дом Томского государственного
университета, 2018. – 164 с.

ISBN 978-5-94621-715-6

Настоящее учебное пособие является первой ступенькой к довольно сложному курсу «Физическая метеорология», а также к курсу «Климатология». В данном учебном пособии в отличие от курса «Физическая метеорология» нет ни формул, ни схем – автор в изложении материала опирается лишь на известные физические положения, что облегчает подготовку студентов к курсу «Физическая метеорология».

В настоящем пособии не ставится цель проследить многостороннее влияние рельефа на погодные и климатические условия отдельных районов. В определенной мере это влияние показано на примере формирования некоторых местных ветров. Полная картина упомянутого влияния рассматривается в курсе «Климатология».

Для студентов направления «Гидрометеорология», а также студентов смежных специальностей очной и заочной форм обучения.

УДК 551.51(075.8)

ББК 26.23я73

ISBN 978-5-94621-715-6

© Рыбакова Ж.В., 2018

1. МЕТЕОРОЛОГИЯ, ЕЁ ПРЕДМЕТ, ЗАДАЧИ И КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Термин «метеорология» происходит от нескольких греческих слов – «мета» (вокруг, над), «эора» (вижу) и «логос» (учение). Соединение первых двух терминов звучит по-гречески как *meteora*, т.е. небесные явления. Таким образом, метеорология по своему названию – это учение о том, что мы видим над собой вокруг нас или учение об небесных явлениях. Нельзя сказать, что название нашей науки точно передаёт её содержание. Действительно, ведь мы можем видеть самые различные явления и процессы. Не все из них изучает метеорология. Метеорология связана только с атмосферными явлениями и процессами. Внеатмосферные объекты составляют содержание других наук. Метеоры, к примеру, метеорология не изучает. Откуда же взялось название нашей науки?

В IV веке до нашей эры Аристотель написал свой гениальный труд, который назвал «Метеорологика» [1]. В нём учёный дал объяснения всем рассмотренным им явлениям – и атмосферным, и внеатмосферным. Атмосферных явлений было рассмотрено больше. В результате это название, данное Аристотелем, практически и закрепилось за нашей наукой.

Метеорология изучает состав, строение атмосферы, изменение во времени и пространстве метеорологических величин, формирование атмосферных явлений, законы, по которым протекают атмосферные процессы.

Понятно, что проследить все изменения в состоянии атмосферы невозможно без различных измерений, проводимых в ней. Измерения в свою очередь невозможны без соответствующих приборов, к тому же для правильных выводов измерения должны быть проведены по единой методике и в одно и то же время. Так встали вопросы международного сотрудничества в области метеорологии.

Где и как зародилась метеорология? Поскольку состояние атмосферы во многом определяет жизнедеятельность, как каждого человека, так и целых групп людей, связанных между собой бытом и профессиональной деятельностью, наблюдения за погодой велись с древних времён. В древних летописях отражались не только важные события, но и особенности погоды, интересные атмосферные явления. На определённом этапе появились записи народных примет погоды, которые хорошо оправдывались в отдельных местностях.

Конечно же, наблюдения метеорологического характера появились в летописях там, где раньше всего получило развитие земледелие и скотоводство, сильно зависящие от погодных условий, а также транспорт, прежде всего, морской. Такие записи делались древними греками, римлянами, египтянами, индусами, китайцами и другими древними народами. Жрецы древних религий и летописцы нередко были первыми учёными древности.

Наибольших успехов – систематичности накопленного материала и ясности его трактовки были в то время достигнуты в древней Греции. Самым крупным учёным античной Греции, труды которого дошли до нас, был Аристотель.

Чаще же всего в древние времена начало метеорологии представляло собой отдельные, не всегда систематические наблюдения. На таком материале выстроить науку было невозможно. Это был период накопления знаний и некоторой систематизации их.

В средние века, сильно ограничивающие развитие всех естественных наук, положение метеорологии улучшиться не могло. В это время все атмосферные явления, все процессы, протекающие в атмосфере, считались проявлением воли божества или нескольких божеств. Первыми богами всех народов были боги Солнца, молнии и грома, ветра, моря. Более того, представлялось даже большим грехом выяснять естественные причины погодных процессов, тем более устанавливать и отстаивать законы физики атмосферы.

В конце средних веков в связи с результатами экспедиций, которые привели к открытию новых стран, в частности Америки, морская торговля сменилась океанической. Для обеспечения новой, теперь уже мировой торговли, сменился водный транспорт – гребные корабли для перемещения по океанам были для этих целей непригодны. Их сменил парусный флот, сильно зависящий от характеристик ветра (от направления и скорости).

Необыкновенно большой интерес к ветрам был проявлен в Греции, поскольку эта страна оказалась на пересечении всех морских торговых путей Средиземноморья. В Греции в это время бурно развивалось мореплавание, а все корабли, как известно, подвержены влиянию ветров. Ветры могли погубить корабли или причинить им существенные поломки, а могли даровать двигательную силу кораблям или препятствовать их перемещениям. Всё это вынуждало людей наблюдать за погодой, накапливать данные о ней, выявлять её особенности в разные сезоны года.

Тщательное планирование всех морских перемещений в зависимости от погодных условий привело к выявлению наиболее выгодных океанических путей, которые обеспечивали использование ветра как движущей силы для кораблей. Преобладающие ветры в один период были выгодны для перемещения в одном направлении, а преобладающие ветры в другой период – для перемещения в обратном направлении. Могло быть и так – океанический путь в одном направлении мог не совсем совпадать с путём в обратном направлении, но тогда не приходилось ждать попутного ветра в течение длительного времени, иногда более месяца.

В эпоху Возрождения, когда выросло понимание значения наук и искусств, проводились различные исследования, делались попытки создания приборов для измерения метеорологических величин. Эта тенденция сохранилась и в последующее время. В эпоху ренессанса (Возрождения) была открыта шарообразность Земли, появилось понятие разнообразия её климатов. В это же время пришло осмысление различных физических фактов в окружающем

человека мире. Эти достижения вышли далеко за временные рамки возрождения античных наук.

Идея первых метеорологических приборов (термометра, барометра, дождемера) принадлежит Галилею. Галилей и его ученик Торричелли создали термометр (конец XVI века) и барометр (середина XVII века) для измерения температуры (от греческих слов «термос» – тепло, «метрео» – измеряю) и атмосферного давления («барос» – тяжесть). Лишь после создания этих главных метеорологических приборов стала возможной организация первых метеорологических станций.

В XVII веке были подвергнуты критике церковные авторитеты, но в это же время, к сожалению, был забыт и Аристотель. Имя его не упоминалось, труды не переиздавались. Наука как будто бы стала создаваться заново. В этот период метеорология не отделялась от физики.

К концу XVII века основные воздушные течения были не только исследованы, но и подробно описаны. На основании этих материалов была впервые составлена карта ветров, которая отражала движение воздуха над водными прибрежными районами разных стран.

Многочисленные экспедиции в разных частях нашей планеты, измерения в одном и том же месте, но в различные часы и сезоны года, а также измерения на нескольких высотах в тех же пунктах привели к первым оценкам количественных зависимостей метеорологических величин от физико-географических условий места наблюдения. Так, например, была впервые описана зависимость температуры воздуха от высоты над уровнем моря и широты места. Позднее была описана и зависимость атмосферного давления от указанных выше параметров места наблюдения.

Систематические метеорологические наблюдения в России начались по приказу Петра I в 1722 году, причём сначала на метеостанции в Петербурге. Большой вклад в организацию метеорологических наблюдений внёс первый русский академик М.В. Ло-

моносов. Он сам проводил метеорологические наблюдения, изобрёл морской барометр и компас-анемометр. В его многогранной деятельности метеорология занимала видное место. Ломоносов говорил, что метеорология – «лучшая часть натуральной науки».

Метеорологические станции в Сибири были созданы организаторами Великой Северной Экспедиции под руководством Беринга (1733–1734 гг.).

Со временем увеличивалось число изобретённых приборов и число метеорологических станций. Так в России в конце XIX – начале XX веков функционировало примерно 2 000 метеостанций, причём большая их часть работала на добровольных началах, т.е. без оплаты труда наблюдателей.

Сегодня действуют около 3 000 наземных метеорологических станций и постов в России и несколько российских станций в Антарктиде.

Интересно, что толчки в развитии наук давали как революции, так и войны. Так, например, большой подъём в развитии наук связан с событиями Великой французской революции. Этот подъём коснулся и метеорологии. Развиваясь как раздел большой науки физики, в конце XVIII века метеорология выделилась в самостоятельное учение, а к концу XIX века из учения превратилась в физическую науку.

Мощный толчок в развитии метеорологии был связан с двумя мировыми войнами. Во время войн необходимо обеспечивать метеорологической информацией все подразделения, принимающие непосредственное участие в ведении боёв, а также отрасли народного хозяйства, обеспечивающие эти подразделения питанием, медикаментами, одеждой и т.д.

Сегодня метеорология обслуживает все важнейшие отрасли хозяйства.

Во время войн поступает лишь ограниченная метеорологическая информация, поскольку часть территории находится в зонах фронта, оккупации, разрухи.

В это сложное время отчётливее всего приходит осмысление того, что для развития метеорологии необходимо международное сотрудничество. По ограниченной информации трудно выстроить прогноз, т.е. увидеть развитие процесса на некоторое время вперёд, так как полную картину этого процесса увидеть невозможно. Понимание необходимости наблюдения за атмосферными процессами одновременно во всех областях Земного шара привело к созданию в 1853 г. Международной Метеорологической Организации (ММО). После второй мировой войны она была преобразована во Всемирную Метеорологическую Организацию (ВМО) при Организации Объединённых Наций (ООН).

В послевоенное время обслуживание качественной метеорологической информацией во многом определило восстановление народного хозяйства.

В 1921 г. в нашей стране был принят декрет Совета народных комиссаров «Об организации единой метеорологической службы в РСФСР».

Конгресс Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) установил Всемирный день метеорологов, который ежегодно отмечается во всех странах 23 марта. В этот день была создана Всемирная Метеорологическая Организация под эгидой ООН. Эта международная организация координирует наземные и высотные наблюдения, а также сбор метеорологической информации в масштабе всей Земли. Кроме того, эта организация создаёт группы для проведения специальных исследований, проводит различные конференции и конгрессы международного уровня. Каждый год праздник 23 марта посвящается какой-либо наиболее актуальной теме сегодняшнего дня.

Метеорологии приходится решать самые различные задачи. Назовём некоторые из них:

- 1) изучение возможности и методов использования энергии Солнца;
- 2) изучение связи явлений и процессов в атмосфере с процессами, протекающими на Солнце;

- 3) исследование общей циркуляции атмосферы;
- 4) создание методов предсказания погоды различной заблаговременности и сокращение времени создания таких прогнозов;
- 5) изучение возможности и методов ветроэнергетики;
- 6) изучение Арктики (эта задача входила в программу Международного полярного года);
- 7) изучение засух и суховеев;
- 8) изучение заморозков и создание методов борьбы с ними;
- 9) изучение вечной мерзлоты;
- 10) совершенствование методов наблюдений;
- 11) изучение загрязнения атмосферы и разработка методов его снижения;
- 12) разработка методов управления процессами, протекающими в атмосфере;
- 13) совершенствование обеспечения народного хозяйства метеорологической информацией – всех видов транспорта (авиации, автотранспорта, речного и морского транспорта), организаций проектирования и строительства различных сооружений (от линий электропередачи и газопроводов до водохранилищ, электростанций, зданий), сельскохозяйственного производства и многих других отраслей;
- 14) изучение приспособления человека к различным отдельным параметрам атмосферы и в целом к процессам, протекающим в атмосфере;
- 15) изучение реакции растений и некоторых живых организмов на изменения в состоянии атмосферы.

Иными словами, наука метеорология, изучая все явления и процессы в атмосфере, постоянно совершенствует методы получения, анализа, использования метеорологической информации и обеспечения ею всех заинтересованных в ней организаций.

Для решения многих задач в метеорологии требуется иметь распределения метеорологических величин и атмосферных явлений на большом пространстве. Особенно это касается изучения атмосферных процессов и их прогнозирования. Точно такие же

проблемы возникают и у других стран, поэтому создаются национальные сети метеорологических станций, выполняющие наблюдения в одни и те же сроки, а также проводится Программа исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП), в рамках которой реализуются различные международные проекты.

Что касается наблюдений, то первоначально в нашей стране они проводились на метеорологических станциях с полной программой этих наблюдений ежедневно в сроки 7, 13 и 19 часов по местному времени (срок 1 час был принят позднее, в 1932 г.). Эти сроки сегодня называются климатическими, основными же сроками стали сроки 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 час по московскому времени, а с 90-х годов – по гринвичскому времени. На всём земном шаре метеорологические измерения и наблюдения проводятся в указанные единые сроки, т.е. 8 раз в сутки – через каждые 3 часа, если станция работает по полной программе. Кроме того, наблюдения проводятся и между указанными сроками за атмосферными явлениями, минимальный и максимальный термометры фиксируют минимальную и максимальную температуры почвы и воздуха между сроками наблюдений, а самописцы (барограф, термограф, гигрограф) записывают ход давления, температуры и влажности воздуха.

Изначально работали станции с полной и неполной программой измерений. Полная программа измерений включала наблюдения за атмосферным давлением, температурой воздуха и почвы, влажностью воздуха, скоростью и направлением ветра, продолжительностью солнечного сияния, облаками, прозрачностью воздуха, количеством и характером осадков, грозowymi процессами и т.д.

Кроме станций с полной программой наблюдений были организованы станции, проводящие только измерение выпавших осадков, наблюдения за снежным покровом, а также наблюдения за состоянием гидрологических объектов – вскрытием ледовых поверхностей и замерзанием вод.

Более того, результаты наблюдений метеостанций проверялись гидрометеорологическими управлениями и готовились к печати.

Эта работа проводилась ежемесячно, т.е. контроль метеорологических наблюдений в том виде, в каком осуществляется сегодня, закладывался уже тогда. Результаты наблюдений передавались в Москву и в местные Бюро погоды, где все полученные данные наносились с помощью специальных символов (условных знаков) на бланк географических карт. В конечном итоге специалисты получали возможность увидеть атмосферный процесс на достаточно большой территории. Так складывался синоптический метод изучения атмосферных процессов.

На картах по имеющимся данным проводились разделы между воздушными массами со значительными различиями в полях метеорологических величин – атмосферные фронты. Погодные условия в определённых воздушных массах, а также в зонах разделяющих их атмосферных фронтов имеют свои особенности. Наблюдая за перемещением данных воздушных объектов, за изменением их свойств, можно предугадать (увидеть и рассчитать), какая погода будет наблюдаться в том или ином месте.

Конечно же, данные метеорологических станций (наземные наблюдения) не дают полной картины состояния атмосферы. Безусловно, необходимы и результаты наблюдений на разных высотах в атмосфере.

На метеостанциях измерения параметров атмосферы проводятся на высоте 2 м над землёй, лишь за ветром – на высотах около 10 м. Последнее связано с тем, что на малых высотах ветер сильно деформируется. Он ослабляется под действием подстилающей поверхности, изменяет своё направление под влиянием застройки в населённых пунктах или высоких растений и их массивов (лесов, перелесков и т.д.) вне населённых пунктов. Указанные высоты проведения метеорологических наблюдений сохранились и сегодня.

Метеорология, в частности, изменение свойств атмосферы с высотой, всегда привлекала умы учёных, работавших в различных областях наук. Так, например, Д.И. Менделеев опубликовал 32 работы по метеорологии. Интерес к исследованию атмосферы сло-

жился у него в процессе изучения свойств газов. В 1878 г., находясь в Париже, Менделеев совершил подъём на привязном аэростате Анри Жиффара.

В 1887 г. он поднимался на аэростате, утверждая, что совершенно необходимо исследовать верхние слои атмосферы. Этому полёту предшествовали разработки Менделеева по конструкциям летательных аппаратов, позволяющих производить наблюдения за температурой, давлением, влажностью воздуха и другими параметрами.

Знаменитый полёт в 1887 г. был произведён на аэростате (большом воздушном шаре) «Русский», наполненным по идее Менделеева водородом. Полёт был осуществлён в Клину. Учёный поднялся до высоты 3,8 км и благополучно приземлился. Давление он измерил по барометру-анероиду, температуру воздуха – по термометру.

За совершение этого полёта Д.И. Менделеев был награждён медалью Французского общества воздухоплавания Французской Академии по аэростатической метеорологии.

Для преподавателей и студентов Томского государственного университета будет интересно, что в 1880–1888 гг. Менделеев принимал деятельное участие в разработке проекта создания и строительства первого в Русской Азии университета в Томске. Он неоднократно консультировал руководителя комитета по строительству ТГУ профессора В.М. Флоринского. Более того, Менделеев планировался как первый ректор этого университета, но в силу ряда семейных причин в 1888 г. в Томск поехать не смог.

Конечно, исследования на разных уровнях атмосферы в те времена проводить было крайне сложно, поэтому учёные искали наиболее безопасные пути проведения подобных экспериментов. Важно было и неоднократное их повторение.

Необходимость проведения наблюдений на разных высотах в атмосфере привела сначала к измерениям в горных условиях, где, поднявшись на разные высоты, можно было эти измерения осуществить.

Первые законы изменения метеорологических величин с высотой получены именно по таким данным. И сегодня используются, например, формулы распределения влажности с высотой немецких учёных Ганна и Зюринга, выведенные ими по данным наблюдений за влажностью над Альпами, хотя эти формулы неоднократно уточнялись разными исследователями и для различных территорий. В нашей стране (тогда – СССР) подобные наблюдения раньше всего проводились над Кавказом.

Наблюдения в горных условиях (в долинах, на склонах и вершинах гор) хоть и в большой степени характеризуют атмосферу, более свободную от влияния подстилающей поверхности, однако вовсе не исключают её влияния. Понятно, что устремления исследователей приводили их к идеям подъёма приборов на различные высоты в разных местностях.

Впрочем, ещё до подъёма измеряющих приборов осуществлялись наблюдения за ветром, которые сводились к регистрации расположения в пространстве так называемых шаров-пилотов. Идея получения информации о ветре состояла в том, что небольшие шары, наполненные водородом, поднимались от поверхности станций вверх, а за их полётом следили с помощью угломерного прибора (теодолита). Направление движения шара, угол его высоты определялись каждую минуту. При известной подъёмной скорости этого объекта нетрудно определить скорость и направление ветра на тех высотах и в том районе, где перемещается шар-пилот.

Позднее увеличение точности определения характеристик ветра достигалось при использовании одновременно двух теодолитов.

Сведения о других метеорологических величинах впоследствии стали получать с помощью приборов, установленных на воздушных шарах, наполненных водородом (шары-зонды). После прекращения подъёма такого шара-зонда приборы на маленьком парашюте спускались на землю, после чего записи их измерений обрабатывались и использовались. Обычно поднимающийся шар лопался через несколько часов, некоторое время приборы опуска-

лись, разыскивались, лишь после этого можно было работать с параметрами атмосферы.

Указанные неудобства ставили перед учёными соответствующие задачи, и профессор П.А. Молчанов предложил к шару с метеорологическими приборами прикрепить маленькую, подающую сигналы радиостанцию. В 1930 г. Молчанов запустил первый в мире радиозонд, подающий радиосигналы уже во время своего подъёма. По этим сигналам можно было судить о метеорологических величинах на тех высотах, где производились измерения, в режиме реального времени, т.е. не нужно было дожидаться приземления приборов.

Современные радиозонды отсылают данные метеорологических приборов непосредственно на компьютер. Современные радиозонды могут отслеживаться в пространстве с помощью радара. Они поднимаются над подстилающей поверхностью до высоты 30–40 и более километров, затем теряются в атмосфере и уже больше не восстанавливаются.

В России работают около 140 аэрологических станций, выпускающих радиозонды для получения информации о давлении, температуре и влажности воздуха, о характеристиках ветра.

Поскольку поля всех метеорологических величин зависят от лучистой энергии (Солнца, подстилающей поверхности, атмосферы), работают и специальные актинометрические станции для получения информации о потоках лучистой энергии и радиационного баланса подстилающей поверхности. Таких станций в России 186, причём 115 из них работают по полной программе измерений, а 71 – по сокращённой.

Кроме указанных измерений, проводимых в нашей стране на наземных станциях и постах, на актинометрических и аэрологических станциях, на вышках и башнях, работают 20 судов погоды, информация о параметрах атмосферы поставляется с помощью аэростатного, самолётного, ракетного зондирования, метеорологических радиолокаторов и спутниковых наблюдений. Кроме того,

атмосфера исследуется с помощью автоматических стратостатов, а также прожекторным методом и другими методами.

Все приведённые выше методы являются прямыми методами исследования атмосферы. Вместе с тем, для изучения атмосферы широко используются и косвенные методы – наблюдения за облаками, в частности, за перламутровыми и серебристыми облаками, наблюдения за движением следов метеоров, за аномальным распространением звука, распространением радиоволн, наблюдения за полярными сияниями, за сумерками и т.д. Так, например, создаются дымовые облака – из ракеты выбрасываются специальные дымовые шашки на различных высотах при подъёме ракеты. По перемещению дымовых облаков в горизонтальном и в вертикальном направлениях судят о характеристиках ветра. С той же целью создаются искусственные облака с использованием паров натрия, которые выбрасываются из ракеты при её подъёме. Если это делается незадолго до заката Солнца, то верхние слои атмосферы, в которых выпускаются пары натрия, освещены Солнцем, поэтому пары натрия флюоресцируют. Нижние слои воздуха в это время уже находятся в тени, поэтому светящиеся облака достаточно хорошо видны с подстилающей поверхности (поверхности почвы, воды, снега и т.д.).

С целью исследования высоких слоёв изучается и состояние животных в верхних слоях атмосферы.

В ходе ракетных исследований определяются температура, давление, химический состав атмосферы, концентрация ионов и электронов, изучаются микрометеоры, космические лучи, коротковолновая область солнечного спектра и т.д.

Современная метеорология имеет много ветвей. К ним относятся:

- физическая метеорология;
- синоптическая метеорология (возникла в XIX веке как наука предсказания погоды);
- аэрология;
- актинометрия;

– динамическая метеорология (рассматривает атмосферу в движении и связанным с ним преобразованием энергии на основе законов гидромеханики и термодинамики);

– значительное число прикладных наук – сельскохозяйственная метеорология (агрометеорология), авиационная метеорология, строительная метеорология, медицинская метеорология, военная метеорология, лесная метеорология и т.д.;

– аэрономия – наука о высоких слоях атмосферы (о её строении, о происходящих в ней процессах с точки зрения атомных и молекулярных взаимодействий, о взаимодействиях солнечного и космического излучений с атомами и молекулами воздуха);

– активные воздействия на атмосферные процессы;

– космические методы исследования атмосферы.

Следует отметить, что приведённый перечень полным не является.

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРЫ

Лицо планеты – это химический состав её атмосферы. Сегодня у Земли азотно-кислородная атмосфера, которая сохраняется таковой до больших высот. Однако атмосфера имела в основном указанный химический состав не всегда, да не всегда и была атмосфера.

2.1. Первичная атмосфера

Гипотезы о происхождении Земли, в частности её атмосферы, всегда интересовали людей и будоражили умы учёных, работающих в различных областях наук. Приведём здесь одну из них – гипотезу О.Ю. Шмидта. Согласно этой гипотезе, Земля возникла из огромного газово-пылевого облака, вращавшегося вокруг Солнца. Состав атмосферы в большой мере определяется геологической историей планеты. Изначально Земля возникла как холодное тело. Первичное вещество планеты сжималось под влиянием силы тяжести, принимая шарообразную форму. Впоследствии при распаде входящих в состав Земли радиоактивных элементов выделялось тепло. В результате этого процесса началось повышение температуры во внутренних частях Земли. В местах земной коры с большим скоплением радиоактивных веществ нагревание, связанное с их распадом, может привести к температурам, достигающим 1 000–1 300°С. При таких температурах породы плавятся и в виде магмы могут выливаться через кратеры вулканов.

В первичном веществе под действием высоких температур и давления происходили химические реакции. При этом более тяжёлые продукты реакций опустились вниз и составили ядро. Более лёгкие продукты образовали кору.

Первая газовая оболочка Земли образовалась, согласно данной гипотезе, при столкновении частиц, из которых формировалась

Земля. Теплота, возникшая при соударениях, способствовала высвобождению части газа. При этом часть лёгких газов не удерживалась притяжением Земли и ушла за пределы нашей планеты. Оставшаяся в частицах часть газов вошла в состав твёрдой оболочки Земли.

За счёт выделения этих газов из недр Земли при вулканических извержениях позднее атмосфера и пополнялась. В этой первичной атмосфере, возможно, содержались углекислый газ и водород. Возможно, реакции между ними привели когда-то к образованию метана и водяного пара. Именно таким образом на Земле могла появиться вода. Согласно другим гипотезам, при извержении многочисленных вулканов выбрасывались и другие составляющие – водяной пар, азот, окись углерода, сернистый газ, а также пыль.

Планета Земля в то время была очень тёплой, поэтому процесс конденсации осуществиться не мог. По мере понижения температуры в атмосфере Земли появилась вода. Возможно, в данный период формировались и облака, из которых выпадали жидкие осадки. В этом случае выпавшие капли на подстилающую поверхность закипали на ней, испарялись, пополняя количество водяного пара в атмосфере. Запасы жидкой воды на планете тоже пополнялись.

Дождями из атмосферы «вымывалась» значительная часть углекислого газа, который легко растворялся в воде. Из углекислого газа на Земле образовались все известняковые горные породы.

Заметим, что состав первичной атмосферы обсуждается и до сих пор. Одни учёные считают, что её составляющими были водород, метан, водяной пар, аммиак. Другие учёные предполагают, что в первичном составе атмосферы преобладали углекислый газ, водяной пар, аммиак, а третьи говорят о присутствии в первичной атмосфере азота, водорода, углекислого газа. Существуют и другие мнения.

Чтобы атмосфера любой планеты была сколько-нибудь устойчивой, необходимо, чтобы газы этой атмосферы не имели химических взаимодействий друг с другом и с веществом поверхности планеты. Однако это условие не является абсолютно необходимым, если вступающий в химические реакции газ возобновляется

в каком-либо другом процессе. Все газы атмосферы находятся в химическом равновесии друг с другом, с океаном и с веществом земных пород. Так, например, кислотные окислы, выброшенные вулканами, очень быстро растворяются в океане и образуют кислоты. Далее эти кислоты взаимодействуют с основными окислами земной коры и образуют соли. Таким образом, растворимые соли растворены в океане, а нерастворимые составляют осадочные породы.

С появлением на Земле растительности началась переработка углекислого газа в процессе фотосинтеза, что в свою очередь привело к выделению в атмосферу свободного кислорода и поглощению углекислого газа растениями. Главный источник кислорода Земли – растительность. Более того, активный, легко вступающий в химические реакции кислород, окисляющий много веществ на поверхности нашей планеты, поддерживается в равновесии именно процессом фотосинтеза. В противном случае атмосфера Земли не могла бы быть устойчивой в химическом отношении.

Строго говоря, в истории земной атмосферы выделяют два достаточно чётко прослеживающихся периода – добиологический и биологический периоды.

Итак, первичная атмосфера Земли (возраст нашей планеты оценивается в 4,5 миллиардов лет) состояла из смеси метана, окиси и двуокиси углерода, водяного пара, аммиака. Предполагается, что в первичной атмосфере Земли углекислый газ содержался в большом количестве. Атмосфера нашей планеты в то время походила на атмосферу Венеры. Главной особенностью первичной атмосферы (атмосферы в добиологическом периоде) являлось практически полное отсутствие кислорода. Предполагается, что небольшое его количество могло появиться либо в процессе термического разложения воды на водород и кислород, либо результате фотолиза, т.е. при расщеплении воды под действием солнечного света.

Биологический период связан с появлением на нашей планете биосферы. Биосфера возникла примерно 2 миллиарда лет назад.

Процесс, который привёл к формированию биосферы, – фотосинтез. В ходе этого процесса в зелёных растениях под действием солнечного света из воды и углекислого газа образуются органические вещества. Углерод, поглощённый в процессе фотосинтеза, накопился в геологических отложениях. К ним относятся каменный уголь, нефть, природный газ и мел. Мел образовался из остатков скелетов и раковин доисторических животных.

Весьма важно, что в процессе фотосинтеза выделяется свободный кислород. Именно эта особенность фотосинтеза надолго определила судьбу нашей планеты.

Далее, в течение нескольких сотен миллионов лет атмосфера постепенно обогащалась кислородом. Результатом этой эволюции стало появление биосферы – органического мира на Земле.

Следующая эволюция происходила уже в ходе развития биосферы. В ней выделяют следующие четыре этапа:

- 1) возникновение биосферы;
- 2) появление многоклеточных организмов;
- 3) появление человека;
- 4) антропогенный этап.

К сожалению, развитие человека привело к изменению атмосферы не в лучшую сторону. Под влиянием человеческой деятельности (антропогенный фактор) увеличивается содержание в атмосфере некоторых газов и их соединений, прежде всего, углекислого газа. Учёные высказывают опасения, связанные с возможным убыванием свободного кислорода.

2.2. Современная атмосфера

Состав современной атмосферы достаточно подробно изложен в учебной и научной литературе. В [2] предложено все компоненты атмосферы в нижних слоях разделить на четыре группы.

Первую из них составляют основные компоненты, процентное объёмное соотношение которых сохраняется до больших высот, –

азот (78,084%), кислород (20,946%) и аргон (0,934%). В сумме на объёмное содержание основных газов приходится 99,964%.

Во вторую группу входят три важные переменные составляющие, сильно поглощающие лучистую энергию и оказывающие большое влияние на тепловой режим нашей планеты, – углекислый газ (0,033%), водяной пар и озон.

Третья группа включает разные малочисленные по содержанию компоненты различного происхождения. Ими являются: неон, гелий, криптон, водород, ксенон, метан, окись углерода, сернистый газ, йод, радон, различные окислы азота и другие составляющие.

Четвёртую группу составляют аэрозоли – взвешенные в воздухе твёрдые и жидкие частицы различного происхождения.

Рассмотрим кратко свойства газов, входящих в первую группу.

Преобладание азота в атмосфере объясняется его инертностью. Предположительно он выделился в самой начальной стадии образования атмосферы и сохранился в ней в большем количестве, чем другие газы. Молекулярный азот почти не участвует в поглощении лучистой энергии, лишь на больших высотах он в процессе диссоциации распадается на атомы, поглощая солнечную энергию коротких длин волн.

Самым активным газом атмосферы является кислород. Кислород затрачивается в процессах дыхания, горения, гниения и участвует в реакциях со многими другими газами. Восстановлению содержания кислорода мы обязаны растениям, поэтому проблема сохранения химического состава нашего воздуха однозначно связана с проблемой сохранения растительного мира.

Аргон нашей планеты пассивен как инертный газ. Как газ достаточно тяжёлый, аргон содержится в слое до 90–100 км над подстилающей поверхностью. Выше этого слоя аргон не выявлен.

Итак, основные компоненты воздуха – азот, кислород и инертные газы, в частности аргон, практически прозрачны для радиации, в том числе в инфракрасном диапазоне.

Исключительно важную роль для жизни на нашей планете играют газы второй группы.

Углекислый газ, содержащийся в наибольшем количестве из газов второй группы, прослеживается до высот примерно 20 км. Этот газ образуется на уровне подстилающей поверхности, но в процессах перемешивания слоёв часть его переносится вверх, иногда до верхней тропосферы и даже стратосферы. На более высоких уровнях углекислый газ подвержен фотохимическому распаду.

В нижних слоях углекислый газ играет важную роль в тепловом режиме этих слоёв, поглощая длинноволновое излучение подстилающей поверхности. Это приводит к нагреванию воздуха в планетарном масштабе.

Если кислород затрачивается в процессах дыхания, горения и гниения, то углекислый газ в этих же процессах выделяется. Поскольку человечество сжигает всё больше и больше самых разных видов топлива, количество углекислого газа в атмосфере неуклонно растёт, причём в планетарном масштабе. В результате доля участия углекислого газа в поглощении длинноволновой радиации с годами увеличивается. Указанный рост является важной чертой антропогенного этапа развития атмосферы.

Водяной пар в атмосфере обладает удивительным свойством – его количество зависит от температуры воздуха и изменяется с колебаниями последней. Это свойство отличает водяной пар от всех других газов, входящих в состав атмосферы. При высоких температурах количество водяного пара увеличивается при прочих равных условиях, при низких температурах содержание водяного пара в атмосфере очень мало. Если же температура воздуха была высокой, а потом значительно понизилась, то часть водяного пара атмосфера переведёт в другое фазовое состояние. Если температура увеличится, то произойдёт испарение воды не только с подстилающей поверхности, но и с поверхности элементов водных аэрозольных сред атмосферы. В результате процесса испарения возрастёт содержание водяного пара.

Таким образом, атмосфера регулирует количество водяного пара. Процессы конденсации, сублимации, испарения и другие фазо-

вые переходы приводят, например, к формированию и размыванию облаков и туманов, образованию росы и инея, к образованию и выпадению осадков, испарению их по пути к подстилающей поверхности.

Источником водяного пара в атмосфере является подстилающая поверхность, особенно водные поверхности. Около 90% всего количества водяного пара атмосферы содержится в нижнем её слое – до 5 км, а почти весь водяной пар содержится в слое до 10–12 км. Как указывалось выше, водяной пар хорошо поглощает длинноволновую радиацию. На данный диапазон приходится излучение подстилающей поверхности Земли. В результате водяной пар повышает температуру нижних слоёв атмосферы и не даёт сильно охладиться подстилающей поверхности, создавая более тёплый климат. Водяной пар – главный поглотитель длинноволновой радиации.

Водяной пар даёт жизнь всем живым организмам, без него невозможно образование облаков и формирование в них осадков. Без воды жизни в привычном для нас понимании нет.

«Озон» по-гречески «сильно пахнущий». Озон – нестабильное химическое соединение. Энергия связи атомов в молекуле озона в пять раз меньше, чем в молекуле кислорода. По этой причине молекула озона как бы стремится освободиться от «лишнего» атома кислорода. Озон отличается от всех других газов атмосферы тем, что он не рассеян в ней относительно равномерно. Этот газ наблюдается в достаточно узком слое.

Общее количество озона в атмосфере невелико. Если бы было возможно собрать весь озон в один слой при нормальных условиях (при атмосферном давлении 760 мм рт. ст. и температуре 0°C), то толщина слоя озона составила бы 2 – 3 мм при значениях 2 мм у экватора и 4 мм – у полюсов.

В 1881 г. английский учёный W.N. Hartley (в транскрипции – Хартли или Хартлей) установил, что солнечный спектр в области жёсткого (коротковолнового) излучения «обрезан» озоном. Впоследствии полосу в спектре солнечного излучения, в которой

наблюдается наибольшее поглощение озоном, назвали полосой Хартли (Хартгеля).

Озон – это защита живых организмов от не только вредного, но и губительного влияния излучения Солнца в дальней ультрафиолетовой области.

В очень далёкие геологические эпохи в атмосфере Земли, как уже указывалось, не было кислорода и озона тоже не было. Жизнь в это время развивалась в океане. Развитие водорослей и выделение ими кислорода в атмосферу привело к изменению её химического состава. Однако в начале палеозойской эры количество кислорода было невелико и составляло всего сотую долю от сегодняшнего количества озона. Всё-таки над подстилающей (земной и океанической) поверхностью со временем возник слой озона. Интересно, что теперь наблюдения за озоном позволяют изучать циркуляцию атмосферы и атмосферные фронты.

В определённой мере озон сам регулирует своё количество в атмосфере. Он поглощает лучистую энергию солнца, при этом слой его содержания нагревается. Если этот слой нагреется сильно, то молекулы озона начнут распадаться. В таком случае уменьшение содержания озона приведёт к ослаблению поглощения солнечной радиации, а это снизит температуру воздуха.

Для образования озона требуются и молекулярный, и атомарный кислород. Образование озона и происходит в слоях, где наблюдается ещё достаточное количество молекулярного кислорода, но уже достаточное количество атомарного кислорода. Выше 90 км преобладает процесс диссоциации молекулярного кислорода, т.е. количество частиц молекулярного кислорода сильно снижается. Кроме того, в условиях малой плотности вероятность соединения молекулярного и атомарного кислорода невелика. В результате озон образуется в основном в слое до 50 км, а слой его наибольшего содержания – 25–26 км.

В нижних слоях атмосферы озон образуется только в небольших количествах. Это происходит, например, при грозовых разря-

дах, когда наблюдается распад (диссоциация) молекулярного кислорода. В это время мы ощущаем запах озона, однако и при таком процессе количество частиц озона непостоянно и очень мало. В результате через достаточно короткое время мы перестаём его ощущать.

В заметном количестве озон наблюдается с высоты примерно 20 км.

В нижних слоях озон оказывает вредное влияние на организм человека, животных и даже, например, на резиновые части самолётов. Впрочем, озон в высоких слоях, являясь совершенно необходимой защитой для всех живых организмов на Земле, является вредным для самолётов в тех же слоях и людей, находящихся в самолётах. Концентрация озона на высотах 10–13 км, т.е. на высоте полётов реактивных самолётов, уже приближается к максимально допустимым значениям. На высотах более 13 км (высоты полётов сверхзвуковых реактивных самолётов) концентрация озона в несколько раз превышает максимально допустимые значения. Заметим, что в полярных районах превышение допустимой концентрации озона наблюдается уже с высоты 9–10 км.

Концентрация озона зависит от атмосферных процессов. Прохождение областей низкого давления (циклонов) связано с более высоким содержанием озона, а прохождение областей высокого давления (антициклонов) – с малым содержанием озона. Замечено ещё общее уменьшение концентрации озона от высоких широт к низким, поэтому при движении воздуха с юга (при южных ветрах) количество озона уменьшается, а при северных ветрах – увеличивается.

Отмечается увеличение амплитуды годового хода содержания озона с увеличением широты места. В высоких широтах содержание озона осенью и зимой мало из-за отсутствия притока солнечной радиации, под влиянием которой озон образуется. Весной начинает поступать и всё более увеличивается поток радиации от Солнца. В это время быстро возрастает и концентрация озона. Вместе с тем, большие потоки солнечной радиации приводят к заметному возрастанию температуры воздуха, что обуславливает уменьшение содер-

жания озона. При высоких температурах процессы разрушения озона преобладают над процессами его образования.

Заметим ещё раз, что озон, такой необходимый для жизни на Земле, весьма непрочен. Частично озон разрушается в стратосфере при наличии в ней окислов азота, которые попадают сюда при ядерных взрывах, при извержениях вулканов, при запусках ракет и в других случаях. В разрушении молекул озона нередко участвуют и некоторые другие газы. Установлено, что наиболее активное влияние на разрушение озона оказывают окислы азота и фреоны. Этот вопрос рассмотрен в [2]. Отметим здесь влияние антропогенного фреона.

В нижней атмосфере фреон считается почти инертным. В высоких слоях, куда он попадает с восходящими потоками воздуха, фреон разлагается под действием ультрафиолетовой радиации. В результате появляются хлор и его соединения, сильно разрушающие озон.

Газы, содержащие фтор и хлор, которыми наполняют аэрозольные баллончики и хладообменники холодильников, сильно вредят озону.

В третью группу входят различные газы естественного и антропогенного происхождения [2]. Промышленность сильно загрязняет воздух сернистым газом, окисью углерода, окислами азота, сероводородом, соединениями фтора и хлора, аммиаком, соединениями фосфора и другими составляющими. При участии атмосферной воды и газовых загрязнений происходит образование серной, азотной и соляной кислоты.

В загрязнённой атмосфере может образоваться такое атмосферное явление как смог. Смог – это химический туман, т.е. смесь газовых отходов химических предприятий с частицами тумана или смесь продуктов сгорания топлива промышленных предприятий и транспорта без тумана. В первом случае смог является «влажным», во втором – «сухим». Понятно, что смог наблюдается в городах.

Сухой, фотохимический смог особенно часто и интенсивно образуется при сильном загрязнении воздуха и одновременно боль-

шом потоке солнечной радиации. Такой смог – явление летнее и чаще наблюдается в полуденные часы.

Влажный («лондонский») смог – зимнее явление и возникает обычно в ранние утренние часы.

В отличие от туманов смог не рассеивается под влиянием солнечного света [2], а усиливается, благодаря фотохимическим процессам. Схожесть смога с обычными туманами – ухудшение дальности видимости до значений менее 1 км, однако от смога раздражаются глаза, кожа, органы дыхания человека и животных, страдают растения.

При большом загрязнении атмосферы могут сформироваться кислотные дожди.

Интересно, что в слое выше 60 км обнаружен натрий. По этому поводу высказываются различные мнения. Возможно, на эти высоты проникают частицы морского происхождения под влиянием перемешивания слоёв воздуха. Морская соль, как известно, натрий содержит. С другой стороны, не исключено, что натрий в более низких слоях атмосферы не обнаружен из-за большой плотности воздуха, включающего в себя многочисленные молекулы и атомы различных веществ. В более высоких слоях при значительно меньшей плотности воздуха и заметном сокращении воздушных компонент натрий обнаружить проще. Возможен и третий вариант – натрий поступает в высокие слои из мирового пространства. В любом случае натрий обнаруживается и в спектрах полярных сияний, и в спектрах сумеречного и ночного неба.

Наличие водорода в высоких слоях атмосферы объясняется распадом (диссоциацией) водяного пара и метана.

Аэрозоли, составляющие четвёртую группу, единственную группу, в которую входят не газы, а жидкие или твёрдые частички, имеют различное происхождение.

Естественное происхождение имеют, например, взвешенные в воздухе частицы почвы, горных пород, вулканической пыли, морской соли, капли и кристаллы облаков и туманов, пыльца расте-

ний, споры, семена и различные микроорганизмы, а в высоких слоях – космическая пыль. Антропогенное происхождение имеют частицы дыма, сажи, цемента, химических удобрений, радиоактивные частицы (после взрывов) и многие другие частицы.

От автомобилей в воздух поступает ядовитый свинец. Он обнаружен и в воздухе, и на подстилающей поверхности. Свинец нашли даже над океаном, причём на больших высотах, над Южным полюсом, в ледниках Гренландии. Сильно засоряют атмосферу частицы дыма, образующиеся при сгорании угля и нефти. В атмосфере городов, кроме того, всегда много бактерий (над океанами их значительно меньше).

Аэрозоли над сушей и океаном различаются по химическому составу: пыли больше всего над земной поверхностью, частиц морской соли – над морями и океанами.

Продукты радиоактивного распада выбрасываются при ядерных взрывах на большие высоты. В дальнейшем эти опасные частицы переносятся воздушными течениями практически по всему земному шару и оседают на подстилающую поверхность, заражая всех живущих на земле и в воде. Понятно, что быстрее оседают крупные аэрозоли.

Что касается космической пыли, то она представляет собой микрометеориты, захваченные атмосферой из межпланетного пространства силами земного притяжения. Судьба таких аэрозолей различна. Например, оседая на дне океанов, те из них, которые состоят из железа, в течение миллионов лет образуют отложения красной глины. Иные аэрозоли космического происхождения при движении в атмосфере нагреваются, затем частично или полностью испаряются, снова конденсируются и т.д. Некоторые аэрозоли теряют свою скорость и оседают на земной поверхности.

Следует отметить, что атмосферы других планет сильно отличаются от нашей атмосферы, и океанов в привычном для нас понимании на других планетах нет. Так в атмосферах Венеры и Марса преобладает углекислый газ. В атмосферах планет-гигантов

(Юпитера, Сатурна, Урана, Нептуна) в основном присутствуют водород, гелий, метан, аммиак. На Меркурии атмосферы вовсе нет.

В самых верхних слоях атмосфера Земли состоит из гелия и водорода. Заметим, что в нижних слоях и до высоты примерно 90–100 км концентрация и гелия, и водорода очень мала. Что же происходит в высоких слоях земной атмосферы?

Главная причина изменения состава воздуха с высотой – это диссоциация молекулярного кислорода под влиянием поглощения им лучистой энергии Солнца в ультрафиолетовом диапазоне. Этот процесс выражен в слоях выше 100 км, особенно выше 150 км. Диссоциация молекулярного азота под влиянием коротковолновой радиации Солнца начинается выше, чем кислорода, – с высоты 250–300 км.

Другим процессом, влияющим на изменение состава воздуха выше 100 км, является гравитационное разделение газов (с высотой уменьшается содержание тяжёлых газов и увеличивается содержание лёгких газов).

Указанный процесс не влияет на состав воздуха в слоях до 100 км из-за сильного и непрерывного перемешивания этих слоёв по вертикали и горизонтали (крупномасштабное горизонтальное перемешивание), что препятствует гравитационному разделению газов. До высоты примерно 100 км процентное соотношение между газами первой группы практически сохраняется. Это связано с тем, что до 95–100 км заметного разделения по высоте между азотом и кислородом не наступает, а аргона выше указанного уровня меньше, чем у подстилающей поверхности. Степень диссоциации азота увеличивается примерно в 2 раза между уровнями 230 и 820 км. Уменьшается с высотой количество водяного пара, углекислого газа и аэрозолей.

На высотах более 100 км перемешивание ослабевает, поэтому и проявляется разделение газов под действием гравитационных сил.

На этих высотах по сравнению с приземным слоем увеличивается отношение массы азота к массе аргона. Не наблюдающееся

подобное разделение между азотом и кислородом связано с малым различием молекулярных масс азота и кислорода.

Считается, что в слое 300–1 000 км слои атмосферы состоят в основном из атомарного кислорода с небольшой примесью атомарного азота. Атомарный азот был обнаружен в спектрах полярных сияний.

Выше уровня 1 000 км гравитационное разделение газов особенно сильно влияет на состав слоёв земной атмосферы, потому-то здесь основными составляющими являются водород и гелий. Водород образуется в процессе диссоциации водяного пара и метана. Что касается гелия, то он образуется в земной коре при распаде тяжёлых радиоактивных элементов. По расчётам учёных в течение миллионов лет в результате указанного распада гелия выделилось в несколько раз больше, чем содержится в атмосфере. Предполагается, что гелий постоянно уходит из атмосферы Земли в мировое пространство.

Ускользание газовых частиц в мировое пространство является характерным свойством верхних слоёв атмосферы. Это связано с тем, что температуры в этих слоях высокие, водород и гелий – самые лёгкие газы, поэтому земное притяжение не может полностью удержать такие частицы на больших высотах.

Следует вообще обратить внимание на дефицит лёгких газов в земной атмосфере – земное притяжение недостаточно для прочного удержания водорода, гелия и неона. Даже в низких слоях, где скорости движения частиц этих газов не так велики, и расстояние до центра тяжести системы меньше, чем в самых высоких слоях, содержание лёгких газов мало и не характерно для земной атмосферы.

В межпланетное пространство атмосфера переходит постепенно. Межпланетное пространство – это пространство лёгких газов, имеющих малую плотность. Чёткую границу между атмосферой и межпланетным пространством провести трудно. Считается, что межпланетное пространство там, где концентрация газовых частиц уменьшается до значения 100 частиц в кубическом сантиметре.

3. СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Для изучения атмосферы, для её описания и для произведения расчётов как в целом для атмосферы, так и для отдельных её слоёв всю атмосферу необходимо разделить на какие-либо слои. Понятно, что такое деление можно произвести по каким-то свойствам, эти слои отличающим. Конечно, удобнее произвести подобное деление в том направлении, в котором наблюдаются наибольшие различия выбранных свойств. В атмосфере наибольшая изменчивость многих свойств наблюдается в вертикальном направлении, поэтому атмосферу обычно разделяют на слои по вертикали.

Существуют четыре научно обоснованных принципа деления атмосферы в вертикальном направлении, которые подробно изложены в [2]. Основным и наиболее используемым является принцип деления атмосферы по характеру изменения температуры воздуха с высотой. Этот принцип выделения слоёв применялся с давних времён для самых различных целей. Согласно данному принципу, вся атмосфера разделена на неравные части.

Изначально были выделены только два слоя – тропосфера (от подстилающей поверхности до уровня примерно 11 км) и вся остальная верхняя часть – стратосфера.

В тропосфере температура воздуха с высотой заметно понижается, т.е. в самых нижних слоях воздух значительно теплее, чем в слоях более высоких. В результате в тропосфере воздух, имеющий меньшую плотность, поднимается вверх, что при соответствующей влажности может привести к образованию облаков и в некоторых случаях – к формированию осадков в этих облаках. Именно в тропосфере образуются все основные формы облаков, что связано и с наибольшим влагосодержанием этого слоя, и с развитием в нём вертикальных движений.

По поводу названия данной сферы имеются различные толкования. Дело в том, что «тропос» по-гречески – поворот, поворачиваться, что толкуется неоднозначно. Это может быть поворот ветра с высотой, поворот Солнца в дни солнцестояний и связанный с ним «поворот» температуры, т.е. её изменение. В любом случае название слоя говорит об изменениях, замеченных в этом слое.

Правда, имеется и ещё одно толкование слова «тропос» – перемешиваться. Действительно, атмосфера постоянно перемешивается, особенно это заметно в нижних слоях с большой плотностью газов.

В высоких широтах приток солнечной радиации в целом невелик, поэтому поступление всё меньшего потока тепла в каждый более высокий слой и, следовательно, падение температуры с высотой не прослеживается до высоких уровней. Вместе с тем, тропосфера определена как слой с заметным понижением температуры с высотой. При завершении указанного падения завершается и тропосфера. Над полярными областями тропосфера завершается на высотах около 10 км при температуре примерно -55°C . Над тропическими районами тропосфера простирается до высот 17 км и даже выше. Температура воздуха при её падении в таком большом слое может в верхней тропосфере достигать значений -75°C .

Следующий слой – стратосфера (от латинского слова «стратум» – слой, слоистый). Название сферы произошло от неверных прежних представлений о том, что стратосфера – спокойная среда, в которой отсутствует перемешивание воздуха. Считалось, что газы в такой стратосфере разделены по слоям: внизу располагаются более тяжёлые, а вверху – более лёгкие газы (расположение газов по слоям в соответствии со своей молекулярной массой).

В стратосфере в целом температура с высотой растёт из-за поглощения ультрафиолетовой радиации озоном. Скорость этого роста зависит от вертикального расстояния между верхней тропосферой и основным слоем содержания озона. Так в полярных областях, над которыми наблюдается низкая тропосфера, вертикальное расстояние от неё до слоя наибольшей плотности озона значи-

тельно, поэтому в нижней стратосфере здесь температура либо растёт очень слабо, либо слабо падает. В стратосфере низких широт над самой мощной тропосферой температура заметно растёт уже в нижней части.

С высоты 25–26 км температура растёт до высоты примерно 50 км, т.е. до верхней границы стратосферы. На этом уровне температура воздуха составляет почти 0°C.

Таким образом, стратосфера обязана своим существованием только одному газу – озону. Он почти без остатка поглощает солнечное излучение в диапазоне длин волн 0,22–0,29 мкм, т.е. в области биологически активных лучей.

Итак, когда-то считалось, что в стратосфере воздух не перемешивается, поскольку температура там с высотой растёт, следовательно, этот слой достаточно устойчив – более холодные слои расположены внизу, более тёплые – вверху. Позднее выяснилось, что и в стратосфере воздух достаточно интенсивно перемешивается по вертикали. Именно по этой причине состав воздуха сохраняется до больших высот. Оказалось, что причиной перемешивания воздуха может быть не только падение температуры с высотой (термические причины), но и динамические причины, связанные с распределением скорости ветра.

По мере изучения атмосферы стало понятным, что выше тропосферы слои не являются однородными, в том числе, по характеру изменения температуры с высотой. В частности, рост температуры на высотах около 50 км прекращается. Стали считать поэтому, что стратосфера завершается к уровню примерно 50 км, а выше этого уровня расположены другие слои – мезосфера, термосфера и экзосфера.

Мезосфера занимает слой над стратосферой до уровня около 90 км. В этом слое озона, поглощающего коротковолновую солнечную радиацию, весьма мало, «следы» озона на температуру уже не влияют, а концентрация частиц воздуха продолжает убывать. В результате процесс поглощения радиации от Солнца с высотой ослабляется, поэтому температура в вертикальном направ-

лении уменьшается. Понятно, что падение температуры в таком мощном слое, какой составляет мезосфера, приводит к весьма низким её значениям – на высоте около 90 км температура может достигать от -85 до -90°C и даже принимать более низкие значения. Название слой получил от слова «мезос», что означает по-гречески «средний». Иными словами, слой получил своё название по положению – выше его расположены две сферы и ниже его – тоже две сферы.

Следующий слой – термосфера (от греческого слова «термос» – тёплый). Действительно, выше мезосферы и до уровня 450 км всё большее влияние на состав воздуха оказывает процесс диссоциации молекулярного кислорода, поглощающего солнечную радиацию в дальнем ультрафиолетовом участке спектра. За счёт этого поглощения происходит не только процесс диссоциации, но и нагрев слоёв воздуха, содержащих данные поглощающие частицы. С высотой температура воздуха в термосфере увеличивается. Это увеличение температуры происходит с неодинаковой скоростью в разных слоях. В нижней термосфере температура растёт с высотой сначала быстро, а между высотами 200–300 км – медленнее.

Мезосфера и термосфера являются важными слоями для жизни на Земле, хоть и имеют малую плотность. В нижней термосфере и в мезосфере сгорает, не достигнув подстилающей поверхности, основная часть прилетевших к Земле метеоритных потоков.

В экзосфере («экзо» по-гречески – внешний) температура почти не меняется с высотой, да это трудно и проверить. Действительно, плотность водорода и гелия в экзосфере, т.е. выше уровня примерно 450 км, очень мала (газовые частицы почти не встречаются друг с другом).

Значения температуры в термосфере и экзосфере просто завораживают. По данным ракетного зондирования на высоте около 150 км температура воздуха достигает 220 – 240°C , на высоте примерно 200 км – 500°C , а на верхней границе термосферы температура превышает значение $1\ 000^{\circ}\text{C}$. Таким образом, температура в

термосфере очень сильно растёт – от самых низких для всей атмосферы отрицательных значений в нижней термосфере до исключительно высоких положительных значений в её верхней части.

Температура и плотность воздуха в термосфере сильно зависят от времени года и суток, поскольку этот слой получает радиацию непосредственно от Солнца. Иными словами, в таких высоких слоях атмосферы температурный режим определяется самопоглощением солнечной радиации. С высотой указанная зависимость усиливается. По данным, полученным с помощью искусственных спутников Земли, установлено, что плотность воздуха днём больше, чем ночью, причём на высоте 200 км в 1,5–2 раза, а на высоте 600 км – уже в 6–8 раз.

Температура и плотность воздуха в термосфере, кроме того, сильно зависят от солнечной активности. В годы максимума солнечной активности и температура, и плотность воздуха в термосфере значительно выше, чем в годы минимума.

В экзосфере температура мало изменяется с высотой и имеет значения около 2 000 градусов.

Следует понимать, однако, что в условиях малой плотности газов температура вычисляется по средним скоростям движения частиц в этих слоях. Скорости же движения здесь очень высоки – на больших высотах преобладают лёгкие газы, а вероятность встречи их между собой невелика. Иными словами, ничто не снижает скорость перемещения воздушных частиц, поэтому температуры, вычисленные по этим скоростям, имеют такие высокие значения.

В экзосфере, а затем в термосфере солнечные лучи проходят первый фильтр, который «отсекает» самую коротковолновую часть спектра в солнечном излучении. Именно эта часть солнечного спектра более всего связана с солнечным циклом – с меняющейся солнечной активностью.

Температура самых высоких слоёв атмосферы тесно связана с указанной активностью. В годы спокойного Солнца температура экзосферы существенно ниже, чем в годы максимальной солнечной активности – примерно на 300 градусов.

Другой фильтр для потока солнечной радиации находится в стратосфере, как было указано выше.

Между всеми сферами, выделенными по принципу характера изменения температуры с высотой, расположены промежуточные слои небольшой мощности, которые называют паузами. Между тропосферой и стратосферой расположена тропопауза, между стратосферой и мезосферой – стратопауза, между мезосферой и термосферой – мезопауза, между термосферой и экзосферой – термопауза.

Все паузы обладают общим свойством неизменности (или почти неизменности) температуры с высотой. Такое распределение температуры с высотой называют изотермическим. В слоях изотермии вертикальные движения затруднены, поэтому под ними нередко концентрируются водяные пары, аэрозоли и формируются облака. Так, например, под тропопаузой часто образуются перистые облака. Интересно, что даже под мезопаузой, где содержание водяных паров просто ничтожно, при тех исключительно низких температурах, которые там наблюдаются, могут сформироваться очень прозрачные облака, называемые серебристыми.

Конечно, указанные паузы отличаются в температурном отношении. Тропопауза – пауза холодная, поскольку температура в тропосфере в целом падает и на верхней границе достигает достаточно низких значений. Тропопауза эти значения в своём слое сохраняет. Самая холодная пауза – это, конечно же, мезопауза. Стратопауза – пауза тёплая, так как температура к верхней стратосфере увеличивается почти до нулевых значений. Термопауза имеет очень малую плотность, в ней перемещаются частицы с высокими скоростями, расчёт температуры по которым приводят к высоким значениям. Впрочем, этот вопрос мы уже обсуждали выше.

Интересные явления связаны с тропопаузой. Тропосфера высоких широт имеет небольшую мощность, а тропосфера тропических широт имеет мощность, превосходящую полярную тропосферу на несколько километров. Понятно, что и тропопаузы высоких и низких широт сильно различаются по уровням своего расположения.

Это обстоятельство приводит к тому, что в субтропических широтах может наблюдаться как разрыв тропопаузы, так и двойная тропопауза, когда над одним и тем же местом ещё прослеживается полярная тропопауза и уже начинается тропическая тропопауза. В том и другом случае это сказывается на физическом состоянии атмосферы, о чём будет сказано ниже.

Разрыв тропопаузы приводит к обмену воздухом между тропосферой и стратосферой. При разрыве тропопаузы со стороны экватора располагается высокая и холодная тропопауза над столь же холодной тропосферой, а со стороны полюсов – низкая и относительно тёплая тропопауза. Отметим здесь ещё, что в случае разрыва тропопаузы может быть вынос, хоть и небольшого количества, водяного пара из полярной тропосферы в тропическую стратосферу. Стратосфера, обеднённая водяным паром, но имеющая над тропическими широтами низкие температуры, получает приток водяного пара. Этот процесс является одним, хоть и не единственным, из механизмов поступления водяного пара в стратосферу.

Несмотря на большую мощность атмосферы, основная масса её сосредоточена в нижних слоях. Так около 4/5 всей массы атмосферы приходится на тропосферу, примерно 1/5 – на стратосферу, в мезосфере сосредоточено не более 0,3 и в термосфере – менее 0,05 всей массы атмосферы. Если оценить в процентном выражении массу атмосферы выше 100 км, то она составит всего 0,0001% всей массы атмосферы, а основная её часть сосредоточена в слое 30–35 км от подстилающей поверхности. Так, например, в средних широтах около 50% массы атмосферы приходится на нижний пятикилометровый слой, 75% приходится на слой от подстилающей поверхности до уровня 10 км, 90% – до уровня 16 км, 95% – до уровня 20 км и 99% – до уровня 30–35 км.

Тем не менее, считается, как было указано выше, что атмосфера простирается до тех высот, пока концентрация газов не достигнет концентрации межпланетного газа, т.е. 100 частиц в кубическом сантиметре. Приближение к указанному значению концентрации

газов происходит весьма медленно, поэтому численное значение мощности атмосферы существенно зависит от того, каким знаком после запятой мы ограничимся при определении этого значения. В итоге мощность атмосферы может определяться значением 60 000–70 000 км, 20 000–30 000 км и даже 2 000–3 000 км.

Другой принцип деления атмосферы на слои – газовый состав и наличие заряженных частиц.

По этому принципу выделяют слой практически с одним и тем же газовым составом (гомосферу) и слой, в котором газовый состав с высотой меняется (гетеросферу). Гомосфера – это сфера полного перемешивания воздуха. В результате этого перемешивания изменения состава воздуха с высотой не происходит. В гомосфере соотношения между газами первой группы (основными компонентами атмосферы) остаются постоянными в пределах слоя от подстилающей поверхности до примерно 100 км. Выше этого уровня расположена гетеросфера. В ней по причине изменения газового состава с высотой изменяется молярная масса воздуха. Интересно, что процентное содержание основных газов (азота, кислорода, аргона) во влажном воздухе гомосферы несколько ниже, чем в сухом (воздухе, имеющим малую влажность), но соотношения между указанными главными компонентами остаются постоянными.

Самая внешняя область атмосферы состоит из атомарного водорода. Она называется водородной геокороной и прослеживается до расстояний в несколько земных радиусов.

Согласно этому же принципу деления атмосферы выделяют озоносферу – слой наибольшего содержания озона (20–50 км). Этот слой расположен в гомосфере, но, благодаря малой плотности озона, не изменяет молярную массу воздуха в данном слое и не прерывает гомосферу. Общая масса озона в атмосфере составляет менее одной миллионной массы всей атмосферы.

Говоря об атмосфере, следует понимать, что вклад каждого входящего в неё газа не измеряется только численным значением её массовой доли. Значительно важнее влияние каждого газа на процессы,

протекающие в атмосфере, и на жизнь нашей уникальной планеты. Напомним, что количество озона увеличивается с высотой до слоя его максимального содержания (25–26 км), а затем уменьшается, и на высоте около 70 км регистрируются лишь «следы» озона.

Кроме того, выделяют ионосферу и магнитосферу, содержащую радиационный пояс Земли.

Ниже ионосферы содержание заряженных частиц невелико. Это связано с тем, что при плотности воздуха, близкой к нормальной, частицы газов, получившие заряды, часто сталкиваются между собой и довольно быстро рекомбинируют, т.е. воссоединяются обратно в нейтральные (незаряженные) молекулы и атомы. На больших высотах плотность воздуха уменьшается, становятся более редкими встречи газовых частиц, поэтому заряженные частицы свой заряд сохраняют.

С другой стороны, главным ионизатором атмосферы в нижних слоях (до высот 2–3 км) является излучение радиоактивных веществ, содержащихся в земной коре и в атмосфере. С увеличением высоты над землёй ослабляется влияние этой радиоактивности и на процессы ионизации воздушных частиц усиливается влияние космических лучей. В высоких слоях главным ионизатором является коротковолновое излучение Солнца, не достигающее нижних слоёв атмосферы (далее ультрафиолетовое и рентгеновское излучение Солнца), и не принимающее участия в ионизации этих её слоёв.

Ионы образуются в атмосфере под действием ионизаторов, сообщаящих атомам (молекулам) энергию, достаточную для преодоления связи внешнего валентного электрона с ядром атома и ухода электрона из этой системы. Отделившийся электрон может присоединиться к другому нейтральному атому. В результате атом, потерявший электрон, становится положительно заряженным, а атом, присоединивший электрон, – заряженным отрицательно. К таким ионам присоединяются молекулы воздуха, образуя лёгкие ионы. Лёгкие ионы могут присоединиться к аэрозолям, образуя тяжёлые ионы.

Кислород с высотой под влиянием химических и фотохимических процессов приобретает различные формы – атомарный кислород, различные окислы азота и т.д. Увеличивается и число заряженных частиц. На высотах 100–200 км в ионосфере встречаются в основном ионы молекулярного кислорода (O_2^+), окиси азота (NO^+) и, конечно, ионы атомарного кислорода (O^+). При этом, начиная с высоты 140–160 км, начинают преобладать ионы атомарного кислорода, что хорошо согласуется с данными по составу нейтральных частиц воздуха. Выше 200–250 км и до 1 000 км в атмосфере среди заряженных частиц безраздельно господствуют ионы атомарного кислорода (O^+). Ионы атомарного азота (N^+) обнаружены с высоты 500 км, но в незначительном количестве.

Слой, в котором содержание заряженных частиц резко увеличивается, называется ионосферой. Нижняя его граница находится на уровне 60–80 км, опускаясь в некоторых случаях и ниже.

Слой, расположенный до ионосферы с небольшим количеством заряженных частиц, т.е. практически нейтральный, называют нейтросферой.

Некоторые исследователи выделяют магнитосферу (выше ионосферы). В магнитосфере концентрация заряженных частиц ниже, чем в ионосфере, но заметно выше, чем в межпланетной среде.

В магнитосфере расположен радиационный пояс Земли. Земное магнитное поле удерживает заряженные частицы в этом поясе у нашей планеты. Радиационный пояс можно разделить на два: внутренний, в котором большую роль играют протоны, и внешний, в котором доминируют электроны.

В случае любого деления атмосферы по принципу наличия заряженных частиц важно то, что верхняя атмосфера (с высоты примерно 60 км) ионизована.

Ещё одним принципом деления атмосферы на слои является степень интенсивности её взаимодействия с подстилающей поверхностью. При таком подходе выделяют пограничный слой (от

подстилающей поверхности до высоты примерно 1,5–2,0 км) и свободную атмосферу.

В пограничном слое прослеживается заметное влияние трения воздуха о земную поверхность и выраженные суточные изменения метеорологических величин; в свободной атмосфере в первом приближении влиянием подстилающей поверхности на слои атмосферы можно пренебречь [2].

В пределах пограничного слоя выделяют, кроме того, приземный слой, непосредственно прилегающий к подстилающей поверхности и испытывающий её влияние в наибольшей мере. В приземном слое потоки тепла и водяного пара мало меняются с высотой.

4. СОЛНЦЕ И ЛУЧИСТАЯ ЭНЕРГИЯ В АТМОСФЕРЕ

Солнце – единственная звезда в составе нашей солнечной системы. Диаметр Солнца равен примерно 1 391 000 км. На Солнце обнаружено 69 элементов. Основную часть массы Солнца составляет водород (около 70%). Из других составляющих наибольшая массовая доля принадлежит гелию, а на долю остальных 67 элементов приходится не более 0,1%.

Солнце – это гигантский термоядерный реактор, в котором возникают термоядерные реакции перехода водорода в гелий. Энергия, выделяющаяся в ходе этого процесса, распространяется из внутренних частей Солнца путём поглощения и переизлучения световых квантов последовательно расположенными вышележащими слоями.

Солнце имеет ядро и атмосферу. Атмосфера Солнца имеет три слоя – фотосферу, хромосферу и солнечную корону.

Фотосфера – наиболее плотная и самая нижняя часть солнечной атмосферы. Наблюдая Солнце, мы видим солнечную фотосферу. Именно от фотосферы к нам приходит поток солнечной радиации. Толщина фотосферы составляет 300 км, а температура фотосферы оценивается значением примерно 6 000 К (значение температуры по шкале Кельвина отличается от соответствующих значений по шкале Цельсия, как известно, на 273,15).

Температура в фотосфере с высотой падает.

В фотосфере в течение суток и даже месяцев появляются, развиваются и исчезают солнечные пятна размером около 185 000 км. Как правило, солнечные пятна возникают группами в широтных зонах 5–35° по обе стороны солнечного экватора. Продолжительность их существования колеблется от нескольких часов до нескольких месяцев.

Пятна холоднее поверхности фотосферы на 1 500 К и темнее общей поверхности фотосферы. Солнечные пятна обладают заметным магнитным полем. Направленные магнитным полем протоны и электроны (солнечный ветер) поступают на далёкие от Солнца расстояния.

Кроме солнечных пятен, с Солнцем связаны и другие явления – факелы, хромосферные вспышки [1, 2], протуберанцы – огненно-красные выступы на внешнем диске светила. Хромосферные вспышки появляются над яркими местами – факелами. Вспышки наблюдаются от нескольких минут до нескольких часов. Из области вспышки выбрасывается поток корпускул (солнечных частиц). Данный поток через одни – двое суток подходит к нашей планете и вызывает целый ряд явлений – магнитные бури, полярные сияния, нарушения радиосвязи и т.д. Возрастает интенсивность рентгеновского и радиоволнового излучений.

Солнечные пятна, факелы, хромосферные вспышки, протуберанцы – все эти явления являются проявлением солнечной активности.

Над фотосферой лежит слой, называемый хромосферой, а ещё выше – солнечная корона, которую наблюдают только во время солнечного затмения.

Если в фотосфере температура с высотой падает, то в хромосфере температура с высотой растёт. Продолжает температура расти и в следующем, самом верхнем слое солнечной атмосферы – солнечной короне.

Температура короны растёт до тех пор, пока энергия теплового движения частиц не превысит потенциальную энергию удерживающего их гравитационного поля Солнца. После этого начинается истечение солнечной плазмы (почти полностью ионизованного газа) в окружающее пространство.

Скорость истечения плазмы вблизи Солнца невелика, но по мере удаления от Солнца она растёт. Эти потоки, испускаемые Солнцем (корпускулярные потоки), назвали солнечным ветром.

Нас, живущих на Земле, интересует солнечная активность и её влияние на нашу планету. Солнечная активность имеет несколько установленных циклов. Каждый из них отличается определённым проявлением. Так в течение 11-летнего цикла меняется не только число пятен на диске Солнца, но и положение зоны их образования. По мере развития данного цикла зоны, где образуются пятна, расширяются и смещаются к экватору. После наступления максимума солнечной активности в этом цикле число пятен уменьшается, а зоны их образования сужаются.

С 11-летним циклом солнечной активности совпадают периоды изменения в напряжённости магнитного поля Земли, периоды изменения количества полярных сияний и даже кривая роста деревьев.

22-летний цикл является циклом магнитным и был установлен при изучении полярности солнечных пятен. В жизни Солнца магнитные поля играют огромную роль. Раньше всего магнитные поля на Солнце были обнаружены в солнечных пятнах, где их напряжённость особенно велика. В каждой группе полярность западных пятен оказалась противоположной полярности пятен восточных. В течение одного и того же 11-летнего цикла все западные группы пятен имеют одну полярность в северном полушарии Солнца и противоположную – в южном полушарии.

У восточных пятен, имеющих полярность, противоположную полярности западных пятен, распределение такое же: полярность в северном полушарии противоположна полярности в южном полушарии. Однако в следующем 11-летнем цикле весь порядок поляризации становится противоположным тому, который наблюдался в прошедшем 11-летнем цикле. Повторение порядка поляризации пятен в группах происходит в среднем через 22 года.

Наступление максимальных проявлений солнечной активности тоже имеет периодичность, которая составляет 80–90 лет (так называемый столетний цикл солнечной активности).

Кроме того, обнаружен 27-дневный период солнечной активности. Он был открыт в связи с изучением солнечно-земных связей,

т.е. земных проявлений солнечной активности. Периодичность интенсивности солнечно-земных связей возникает потому, что при движении Солнца вокруг своей оси и движении Земли вокруг Солнца расположение активных областей на солнечном диске повторяются через 27 дней. Заметим, что все образования в солнечной атмосфере – пятна, факелы, хромосферные вспышки и т.д. наблюдаются в активных областях. Иными словами, если время жизни активных областей превысит период вращения Солнца вокруг своей оси (для земного наблюдателя он составляет 27 дней), то через 27 дней облучение будет производиться одними и теми же областями Солнца. Это может вызвать ритмичность в земных процессах.

Таким образом, солнечная активность имеет несколько циклов: 11-летний, 22-летний, 100-летний и 27-дневный. Если происходит совпадение максимумов или минимумов каких-либо циклов, то это наиболее заметно проявляется в процессах, протекающих на Земле.

Солнце играет огромную роль во всех многогранных проявлениях жизни на Земле. Оно даёт тепло и освещение, что так необходимо для органической жизни, приводит в движение сложный механизм воздушных течений. Из-за неодинакового нагрева подстилающей поверхности, а от неё – и воздушных масс, в атмосфере возникают горизонтальные и вертикальные движения. Ветер в определённом смысле можно считать одним из видов солнечной энергии.

Даже энергия каменного угля – это, по существу, – солнечная энергия. Ведь уголь – это залежи древних растений, использовавших для своего роста миллионы лет назад энергию Солнца, а сегодня оказавшиеся захороненными в земных пластах.

Наша пища зависит от продуктивности растений, ведь мы потребляем её непосредственно, да и животные в большой мере питаются растениями. Растения же без солнечного света и тепла не растут. С солнечной радиацией связано испарение воды с подстилающей поверхности и поддерживается круговорот воды на Земле. Кроме того, с солнечной радиацией связаны многочисленные и

многообразные атмосферные явления – голубой цвет неба, заря, радуга, миражи и многие-многие другие.

Непосредственно от солнца нагревается подстилающая поверхность, а атмосфера в целом непосредственно от солнца нагревается очень мало. Подстилающая поверхность нагревается, активно поглощая солнечную радиацию, и излучает во все стороны в пределах полусферы.

Чем выше температура излучающего тела, тем короче длина волны, на которую приходится максимум в излучении этого тела. Связь длины волны в спектре излучения абсолютно чёрного тела и его температуры определена первым законом Вина [1, 2]. Раскалённое тело излучает в основном коротковолновую радиацию, а подстилающая поверхность нашей планеты – длинноволновую радиацию. Температуры этих тел составляют 6 000 К и 288 К соответственно.

Солнце излучает в целом в достаточно широком диапазоне длин волн, выше речь шла о тех участках, на которые приходится наибольшее излучение. Из всего потока излучения Солнца атмосфера поглощает сильнее всего самую коротковолновую часть спектра – дальнейшее ультрафиолетовое излучение, рентгеновское излучение и гамма-излучение. Вместе с тем, земная атмосфера практически прозрачна для видимого излучения. Лишь небольшая часть излучения в видимой части спектра поглощается и рассеивается атмосферой. В близкой ультрафиолетовой и в близкой инфракрасной участках спектра излучение Солнца доходит до подстилающей поверхности Земли. Однако это излучение поглощается земной атмосферой сильнее, чем в видимой части спектра. Радиация в указанных выше областях, т.е. в ближнем ультрафиолетовом, видимом и ближнем инфракрасном участках спектра составляет так называемое «оптическое окно». Земная атмосфера практически прозрачна для этой радиации. По обе стороны от «оптического окна» излучение Солнца проникает лишь до определённого высотного уровня в атмосфере.

В потоке солнечного излучения атмосфера прозрачна ещё и для радиоволнового излучения в определённом диапазоне длин волн. К этому диапазону относят интервал 0,25 см – 30 м, особенно интервал 1 см – 20 м. Данный диапазон называют «радиоокном» (ещё одно «окно прозрачности» атмосферы, но в радиоволновом диапазоне).

Солнечная радиация, входя в земную атмосферу, делится на два потока – потока, поступающего в виде параллельного пучка лучей непосредственно от Солнца (прямая солнечная радиация), и потока, поступающего от разных точек небесного свода в результате рассеяния частицами земной атмосферы (молекулами газов и аэрозолями).

Через атмосферу проходят потоки солнечной радиации, ослабляясь в тех участках спектра, которые являются биологически активными.

Атмосфера поглощает большую часть потока излучения подстилающей поверхности, что обусловлено составом воздуха, ведь водяной пар и углекислый газ поглощают лучистую энергию в длинноволновом диапазоне. Озон поглощает радиацию в нескольких участках спектра, в том числе, в длинноволновом диапазоне. Лучи коротких длин волн поглощают только озон, но его в атмосфере немного, и кислород в высоких слоях атмосферы.

Итак, атмосфера поглощает главным образом длинноволновую радиацию. В этом диапазоне длин волн излучает подстилающая поверхность нашей планеты, но данное излучение не составляет значительную часть в потоке солнечного излучения.

В результате солнечная радиация атмосферой в большой мере пропускается, а излучение подстилающей поверхности – поглощается. Иными словами, атмосферой создаётся отепляющий эффект для Земли. Его называют парниковым эффектом. Известно, что температура подстилающей поверхности составляет в среднем 15°C, а без атмосферы эта температура имела бы отрицательные значения.

Интересно, что по принципу парникового эффекта работают некоторые гелиоустановки, используемые в быту. Пусть застек-

лѐнный ящик из теплоизолирующего материала получает коротковолновую радиацию Солнца. Радиация поступает внутрь ящика и нагревает его внутренние части – дно и стенки. Нагретые части ящика начинают излучать длинноволновую радиацию в соответствии со своей температурой (по закону смещения Вина). Однако стекло длинноволновую радиацию не пропускает, поэтому в ящике начинает накапливаться тепло. Если ящик закрыть несколькими стѐклами с воздушными прослойками между ними, то нагревание внутри ящика будет происходить более интенсивно.

Положим теперь в такой ящик железный лист, на котором уложим железные трубы, покрытые чѐрной краской. Если по трубам пустить воду, то она будет нагреваться. Такая конструкция используется для организации работы душевых кабин и даже бань в южных районах, где потоки солнечной радиации значительны. В настоящем пособии данный пример приведѐн для понимания парникового эффекта, хотя в любых районах парниковый эффект используется в работе парников и теплиц.

Установлена зависимость потока коротковолнового излучения Солнца от фазы солнечной активности. Данная зависимость тем сильнее, чем короче длины волн. Кроме того, весьма заметно эта зависимость проявляется в области радиоизлучения, но в данном диапазоне излучение Солнца достаточно слабое.

Нагреваясь при поглощении длинноволновой радиации подстилающей поверхности, атмосфера и сама становится источником излучения. Атмосфера, излучает в длинноволновом диапазоне, поскольку имеет температуру ещё более низкую, чем подстилающая поверхность.

Итак, атмосфера лишь в определённой мере поглощает солнечную радиацию, но в основном пропускает и рассеивает её. Солнечную радиацию рассеивает любая частица газа и любой аэрозоль, входящие в состав атмосферы.

Процесс рассеяния заключается в том, что в неоднородной среде с изменяющимся показателем преломления в пространстве, по-

ток радиации, поступающий в эту среду в определённом направлении, преобразуется в потоки различных направлений. Рассеяние – это отклонение световых лучей от первоначального направления во все стороны. Другое дело, что интенсивность потоков рассеянной радиации зависит от размеров частиц рассеивающей среды и неодинакова в различных направлениях.

Имеются существенные различия в рассеянии на молекулах газов и на аэрозольных частицах. Английский физик Релей установил, что при рассеянии радиации на молекулах воздуха интенсивность рассеянного света обратно пропорциональна четвёртой степени длины волны. Итак, в случае рассеяния на мелких (газовых) частицах более рассеиваются лучи коротких длин волн, меньше – лучи длинных волн. В видимом участке спектра это проявляется в том, что сильнее рассеиваются лучи, соответствующие синеголубому цвету. Кстати, максимальное излучение солнца приходится на синий цвет. Слабее рассеиваются лучи, соответствующие красному цвету как более длинные.

На аэрозолях лучи разных длин волн рассеиваются практически одинаково. В видимом участке спектра при сложении лучей разных длин волн при таком рассеянии получается белый или белесоватый цвет.

Таким образом, мы всегда можем зрительно оценить наличие аэрозолей и их количество, поскольку все аэрозольные среды любых составов и масштабов имеют близкий к белому тон – облака, туманы, дымки, зоны дождя.

В реальной атмосфере наблюдается смешанное рассеяние – и газовое (молекулярное), и аэрозольное. Именно поэтому цвет неба представляет собой смесь синего и белого, вернее, синий цвет, разбавленный белым. По степени синевы и оценивают замутнение атмосферы аэрозолями.

Солнечные лучи проходят большой путь в атмосфере, когда Солнце находится близко к горизонту, а атмосфера, как и твёрдое тело Земли, сплюснута. На этом большом пути коротковолновая

радиация и даже радиация видимой части спектра в области более коротких длин волн рассеивается раньше, чем поток солнечной радиации достигает наблюдателя, поэтому Солнце кажется красным.

Процессы поглощения и рассеяния атмосферой солнечных потоков сильнее проявляются в нижних её слоях – они и более плотные, и более влажные, ведь источником водяного пара является, как уже упоминалось, подстилающая поверхность.

В нижних слоях, до высоты около 3 км, ослабление солнечной радиации происходит в основном за счёт аэрозольного ослабления. Выше 3 км молекулярная составляющая становится несколько больше аэрозольной. В слое колебания тропопаузы аэрозольная составляющая снова увеличивается.

Излучение в диапазоне длин волн менее 0,26 мкм полностью поглощается в верхних слоях атмосферы молекулами кислорода, атомами кислорода и азота, молекулами азота. При поглощении излучения происходит либо разогрев среды, либо её ионизация, либо и то, и другое. В верхней атмосфере – термосфере температура воздуха очень высокая, концентрация ионов тоже высока.

В более низких слоях – в стратосфере поглощается радиация более длинных волн. Полученная энергия идёт главным образом на нагревание воздуха. Главную роль в поглощении радиации здесь, как уже указывалось, играет озон. Больше всего озон поглощает лучистую энергию именно в стратосфере, хотя этот процесс в определённой мере прослеживается и в более низких, и в более высоких слоях, но там озона значительно меньше.

Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере зависят и от высоты Солнца. Если Солнце находится невысоко над горизонтом, то солнечные лучи проходят, как указывалось выше, большой путь в атмосфере к подстилающей поверхности. На этом большом пути солнечная радиация заметно ослабляется.

Если же Солнце находится высоко над горизонтом, то солнечные лучи проходят короткий путь в земной атмосфере, на котором

и поглощение, и рассеяние солнечной радиации значительно меньше.

Количество радиации, получаемое подстилающей поверхностью от Солнца, зависит, прежде всего, от угла падения солнечных лучей, т.е. от высоты Солнца над горизонтом, затем – от оптических свойств атмосферы.

Поглотив радиацию, главным образом от подстилающей поверхности, атмосфера и сама излучает. При этом атмосфера излучает в мировое пространство примерно 40% (уходящее излучение атмосферы), а 60% излучения атмосферы направлено в сторону подстилающей поверхности (встречное излучение атмосферы).

Излучение подстилающей поверхности определяется значением её температуры (закон Стефана-Больцмана), а возможность поглощения этого излучения атмосферой в большой мере связано с влажностью воздуха и облачностью.

Разность собственного излучения подстилающей поверхности и той частью встречного излучения атмосферы, которая подстилающей поверхностью поглотилась, называется эффективным излучением подстилающей поверхности. Чем больше встречное излучение атмосферы, тем меньше эффективное излучение. Иными словами, атмосфера возвращает подстилающей поверхности часть её излучения. Влажность воздуха уменьшает эффективное излучение подстилающей поверхности. Чем больше количество, мощность и водность облаков, тем эффективное излучение меньше.

Действительно, водяной пар, капли и кристаллы облаков, а также туманов и зон дождя сильно поглощают длинноволновое излучение подстилающей поверхности. Не будем забывать и влияние углекислого газа, который тоже задерживает излучение подстилающей поверхности.

Итак, излучение подстилающей поверхности зависит от её температуры. Днём оно больше, но компенсируется приходом солнечного излучения и его поглощением. Ночью излучение подстилающей поверхности меньше, чем днём, но и оно не компенсируется потоками

солнечной радиации. Ещё раз вспомним, что эту картину может существенно изменить встречное излучение атмосферы.

Конечно, встречное излучение атмосферы может в той или иной мере поглощаться подстилающей поверхностью и отражаться ею. Отношение потока отражённой радиации от поверхности к общему потоку поступившей на данную поверхность радиации называется альбедо этой поверхности. Термин «альбедо» произошёл от латинского слова *Albus*, что значит «белый». Действительно, радиацию лучше всего отражают белые поверхности.

По данным искусственных спутников Земли альбедо нашей планеты составляет в среднем 28%, хотя имеются данные о том, что это значение может быть и выше – 34–35%.

Иногда важно знать суммы прямой солнечной радиации, которые получает поверхность за различные промежутки времени. Различают теоретическую, возможную и действительную суммы прямой солнечной радиации.

Теоретическая сумма – это количество солнечной радиации, приходящей за определённый промежуток времени на единичную площадку поверхности, расположенной на верхней границе атмосферы. Заметим, что на верхней границе атмосферы поток радиации от Солнца является единым, а разделяется на два потока (прямой и рассеянной солнечной радиации) уже в атмосфере. Рассеяние в мировом пространстве близко к нулю в связи с очень малой плотностью межпланетного газа и малым количеством космической пыли.

Возможная сумма – это количество прямой солнечной радиации, которая поступила бы на единичную горизонтальную площадку подстилающей поверхности в определённом месте за определённое время при средней прозрачности атмосферы и отсутствии облачности.

Действительная сумма – это фактическое количество прямой солнечной радиации, приходящей на единичную площадку подстилающей поверхности за определённое время. В основе этой

суммы непосредственные наблюдения и их обработка. Данная сумма отражает режим облачности в пункте наблюдения.

Уходящее в мировое пространство излучение нашей планеты поступает главным образом не от подстилающей поверхности, а от холодных слоёв верхней тропосферы и нижней стратосферы. Значение потока уходящей радиации определяется температурой этих слоёв атмосферы. Температура же верхней тропосферы и нижней стратосферы значительно ниже температуры подстилающей поверхности, поэтому поток уходящей радиации в два с лишним раза меньше потока, излучаемого подстилающей поверхностью.

Итак, нижние слои атмосферы, содержащие водяной пар и углекислый газ, играют большую роль в сохранении температуры подстилающей поверхности, предохраняя её от сильного охлаждения.

Интересна история измерения солнечной радиации. Основным методом заключался в том, что радиацию принимала зачернённая поверхность, поставленная на пути солнечных лучей. Такая поверхность поглощала почти всю падающую на неё радиацию. Далее измерялось нагревание поглощающей радиацию поверхности и оценивалась поступающая радиация на её единичную площадку за единицу времени.

Простейшим прибором для измерения солнечной радиации стал актинометр Араго – Деви – Калитина. Прибор состоял из двух одинаковых термометров. Резервуар одного из них был зачернён. Термометры располагались вертикально резервуарами вверх. Оба резервуара заключались в стеклянные шары, из которых выкачивался воздух. Каждый из резервуаров одновременно и нагревался солнечными лучами, и охлаждался из-за собственного излучения в атмосферу. Когда термометры освещались прямыми солнечными лучами, значение температуры по термометру с зачернённым резервуаром оказывалось выше, чем по термометру с обычным резервуаром. Разность этих показаний и являлась мерой поступающей солнечной радиации.

Чувствительным элементом в следующем, более сложном приборе – актинометре Михельсона является тонкая зачернённая биметаллическая пластинка, состоящая, как следует из её названия, из двух металлов с разными коэффициентами линейного расширения. При поступлении солнечной радиации пластинка изменяет свой изгиб (одна из пластинок удлиняется больше, чем другая). По изгибу биметаллической пластинки судят о потоке солнечной радиации.

Актинометр Онгстрема имеет две зачернённые металлические пластинки, расположенные вертикально рядом. Одна пластина освещается Солнцем, другая остаётся затенённой. Разность температур обеих пластинок измеряется электрическим током, который подогревает затенённую пластинку, чтобы температуры обеих пластинок стали одинаковыми.

Сегодня современный актинометр настраивается так, чтобы приёмная зачернённая серебряная пластинка располагалась перпендикулярно падающим солнечным лучам. Данный актинометр – термоэлектрический прибор. Его действие основано на преобразовании поступающей солнечной радиации в электродвижущую силу. Как известно, такое преобразование происходит за счёт разности температур холодного и тёплого спаев термоэлементов.

Активные (тёплые или горячие) спаи термоэлементов подведены к металлическому зачернённому диску, который поглощает солнечную радиацию. Пассивные (холодные) спаи подведены к корпусу прибора. Электродвижущая сила, возникающая за счёт разности температур спаев, измеряется гальванометром, который последовательно включён в цепь батареи термоэлементов.

Разность температур приёмной поверхности и корпуса прибора пропорциональна значению потока поступающей солнечной радиации.

От потока рассеянной радиации и от ветра приёмник защищён металлической трубкой с диафрагмами.

Рассеянная атмосферой и отражённая от подстилающей поверхности солнечная радиация измеряется другим прибором – пиранометром. Действие прибора опять-таки основано на преобразовании солнечной радиации в электродвижущую силу. Батарея состоит из последовательно соединённых элементов. Приёмная поверхность имеет вид маленькой шахматной доски.

Чёрные квадратики соответствуют спаям термоэлементов, имеющих более высокую температуру, поскольку эти участки приёмной поверхности хорошо поглощают солнечную радиацию. Белые квадратики солнечную радиацию отражают, поэтому они соответствуют спаям имеющим, более низкую температуру.

Итак, спаи находятся в разных температурных условиях, благодаря тому, что участки приёмной поверхности неодинаково поглощают и отражают потоки солнечной радиации.

Потоки солнечной радиации зависят от высоты солнца, но не только от неё. Существенное влияние на эти потоки оказывает прозрачность атмосферы. В некоторых случаях прозрачность атмосферы оказывает решающее влияние на потоки солнечной радиации.

Если высота солнца изменяется с широтой места и, кроме того, в периодах – годовом и суточном, то прозрачность атмосферы зависит от состояния атмосферы, следовательно, от характера атмосферного процесса. В результате прозрачность атмосферы может измениться очень быстро. В случаях осадков, особенно ливневого характера, прозрачность атмосферы достаточно мала. Вместе с тем, с осадками из атмосферы «вымывается» значительное количество атмосферных загрязнений. Это приводит к увеличению прозрачности атмосферы и возрастанию приходящих к подстилающей поверхности потоков солнечной радиации.

Солнечная радиация отражается от подстилающей поверхности и её предметов, а в атмосфере – от аэрозольных сред, прежде всего от облаков.

Более 2/3 подстилающей поверхности нашей планеты составляют водные поверхности. Альbedo (отражательная способность)

этих поверхностей сильно зависит от высоты Солнца. При высоком Солнце вода имеет более низкую отражательную способность, чем почва. Однако в утренние и вечерние часы, когда высота Солнца невелика, водные поверхности отражают 35% и даже больше от всего потока падающей на эту подстилающую поверхность солнечной радиации. В целом водные поверхности имеют отражательную способность меньшую, чем почвы.

Почвы отражают лучистую энергию в зависимости от их увлажнения, пористости, состава и т.д. Чем больше увлажнены почвы, тем более они приближаются по отражательной способности к свойствам воды. Иными словами, увлажнённые почвы отражают гораздо меньше солнечных лучей, чем сухие почвы. Важно отметить, чем больше поверхность отражает лучистую энергию, тем меньше её поглощает. Именно поэтому в летние дни нельзя поливать растения при высоком Солнце, так как влажная почва активно поглощает солнечную радиацию, находясь и без того в перегретом состоянии.

5. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Температура газа определяется скоростью теплового движения атомов и молекул в нём. Каждой температуре газа соответствует определённая скорость движения его частиц, хотя скорости движения отдельных частиц не равны друг другу при одной и той же температуре.

Температура газа – мера средней скорости движения его молекул и атомов.

Нулевое значение температуры по шкале Кельвина называют абсолютным нулём. При этом значении температуры прекращается тепловое движение молекул, поэтому охладить газ до значения ниже этой температуры невозможно.

Температура воздуха измеряется в градусах различных шкал. В Англии и США используется шкала немецкого учёного Габриеля Фаренгейта. Шкала шведского учёного Андерса Цельсия используется во многих странах мира. В англоязычных странах для расчётов в области термодинамики и во всём мире в медицинских исследованиях используется шкала шотландского физика Уильяма Ренкина. Соотношение значений температуры по разным шкалам приводится в [2].

Температура воздуха определяется несколькими факторами: потоками солнечной радиации к подстилающей поверхности, свойствами атмосферы, через которую эта радиация проходит, свойствами подстилающей поверхности.

Главная зависимость температуры воздуха от солнечной радиации – угол наклона солнечных лучей к подстилающей поверхности. Чем больше угол падения солнечных лучей, тем большая радиация поступает и поглощается подстилающей поверхностью. Указанный угол в расчётах представлен высотой Солнца, которая определяется широтой места, временем года и суток. При большой

высоте Солнца лучи проходят короткий путь в атмосфере, поэтому меньше ослабляются, а, поступая на подстилающую поверхность, больше поглощаются ею и меньше от неё отражаются. Такие ситуации наблюдаются в южных широтах, если речь идёт о северном полушарии, летом и днём.

В холодное полугодие поток солнечной радиации поступает под малыми углами. Солнечные лучи тогда проходят большой путь в атмосфере и в значительной мере ослабляются в процессах поглощения и рассеяния газами и аэрозолями. Достигнув подстилающей поверхности, поток солнечной радиации слабо поглощается ею, но хорошо от неё отражается. Зимой отражение солнечной радиации сильно увеличивается за счёт снежного покрова, если он сформировался в исследуемой нами местности.

Самые высокие температуры наблюдаются над континентами. В Индии зарегистрирована температура воздуха, равная 53°C . Такие же значения отмечались в Австралии (в Бурке). Ещё более высокие значения температуры воздуха наблюдались в Мексике (в Сан-Луис-Потоси) и в Ливии (близ Триполи). Они составили $57,8\text{--}58,0^{\circ}\text{C}$. В Калифорнии (Долина Смерти) зафиксирована температура $56,7^{\circ}\text{C}$.

Самые низкие температуры опять-таки наблюдаются над континентами. Полусом холода в северном полушарии является Оймякон (республика Саха), где в 1938 г. зафиксирована температура воздуха $-71,2^{\circ}\text{C}$. В южном полушарии самая низкая температура отмечалась на станции Восток в Антарктиде, где она составила -89°C и ниже.

Атмосфера получает свойства от подстилающей поверхности, над которой она находится. Сказанное относится и температуре воздуха. Если к подстилающей поверхности поступает большой поток радиации, да ещё и подстилающая поверхность эту радиацию в значительной мере поглотит, то и сама начнёт излучать в сторону атмосферы достаточно большой поток лучистой энергии. В этом случае воздух получит поток тепла от подстилающей поверхности. Над перегретой подстилающей поверхностью перегревается и воздух.

Если же поток солнечной радиации, поступающий на подстилающую поверхность невелик, и излучение данной поверхности не компенсируется этим потоком, то подстилающая поверхность будет охлаждаться. В такой ситуации атмосфера будет отдавать тепло подстилающей поверхности, а сама при этом охлаждаться. Таким образом, именно подстилающая поверхность, обладая тем или иным потоком поглощённой радиации, определяет температуру воздуха.

Охлаждение подстилающей поверхности, если она – почва, может привести к такому опасному явлению как заморозок. Заморозок – это понижение температуры до 0°C и ниже при положительных среднесуточных температурах, что бывает в ясные или малооблачные тихие ночи. В этих условиях земная поверхность излучает, а атмосфера не может компенсировать ей тепловые потери.

Если в условиях отсутствия или малого количества облаков ещё и влажность воздуха невелика, то при радиационном охлаждении земной поверхности (охлаждении за счёт теплового излучения) воздух может охладиться значительно. Это связано с тем, что земное излучение капли и кристаллы облаков, а также молекулы водяного пара поглощают, не давая уйти земному излучению в мировое пространство. Впоследствии атмосфера частично компенсирует почве её тепловые потери за счёт излучения (встречное излучение атмосферы). Если же облаков нет, частиц водяного пара немного, то встречное излучение атмосферы большим не будет. Однако в любом случае часть тепловых потерь почвы атмосфера ей компенсирует. Действительно, подстилающая поверхность и воздух над ней представляют собой единую систему. При охлаждении земной поверхности в этой системе создаются неравновесные условия: почва холоднее воздуха. В этих условиях воздух будет отдавать своё тепло охлаждающейся почве (всякая система стремится к равновесию) и за счёт этого процесса тоже охлаждаться.

Благоприятные условия для заморозков создаются весной и осенью, когда ночи длинные, а средние суточные температуры мо-

гут быть положительными. Если в это время земное излучение атмосфера не сможет поглотить, а затем излучить в её сторону, то вероятность заморозков достаточно велика.

Как спасти растения от этого опасного атмосферного явления? Можно увеличить поглощательную способность атмосферы. С этой целью производят задымление охраняемой территории. Задымлённый воздух, как любая аэрозольная среда, хорошо поглощает длинноволновое излучение и излучает во все стороны, в том числе, в сторону подстилающей поверхности. Конечно, задымление производят с наветренной стороны охраняемого участка.

С заморозком можно бороться и иначе – хорошо полить почву под защищаемыми растениями. Влажная почва и медленнее нагревается, и медленнее охлаждается. Чем влажнее почва, тем больше она приближается к свойствам воды, которая имеет большее значение теплоёмкости, чем любая почва, тем более сухая. Влажная почва охлаждается и промерзает меньше, чем сухая.

Если же защищаемая территория невелика, то посредством вентиляции (при использовании специальных приборов) можно перемешивать воздух над защищаемым участком, не позволяя самому нижнему его слою охлаждаться над излучающей земной поверхностью. Слои воздуха будут меняться местами, значит то одни из них, то другие поочерёдно будут отдавать тепло земной поверхности. При указанных мерах ночного времени может оказаться недостаточно для опускания температуры в нижнем слое воздуха до нулевых значений по шкале Цельсия. Важно сохранить растения до восхода Солнца. После восхода Солнца произойдёт повышение температуры земной поверхности.

Заметим, что поверхности почвы и воды будут отличаться в температурном отношении даже при одинаковых углах падения потоков солнечных лучей и однотипных атмосферных условиях. Воздух над почвой и водой тоже будет различаться по температурным характеристикам, ведь он получает тепловые потоки, главным образом, от подстилающей поверхности. Различия между

почвой и водой проявляются в значениях температуры на поверхности, в изменениях температуры во времени и с глубиной.

Так, например, на поверхности почвы минимальные значения температуры отмечаются перед восходом Солнца, а максимальные значения – около 13 часов. На водной поверхности самые низкие и самые высокие значения температуры отмечаются позднее, чем на почве, из-за разных теплофизических свойств почвы и воды. Вода имеет и большее значение теплоёмкости, и большее значение теплопроводности, чем почва. В результате поверхность воды нагревается меньше и медленнее, чем поверхность почвы. Это обстоятельство непременно скажется на значениях амплитуды температуры (максимальное значение температуры минус её минимальное значение) на поверхностях почвы и воды, а также на значениях амплитуды температуры воздуха над данными поверхностями.

Амплитуды годового и суточного хода температуры воздуха над сушей значительно больше, чем над водой.

Если температура почвы очень низкая, то почва не успевает оттаять полностью даже летом. В таких случаях в почве на некоторой глубине имеются не оттаивающие слои, которые называются слоями вечной мерзлоты. Наличие и положение таких слоёв зависят от температуры поверхности почвы, от её изменения в течение года, от теплопроводности почвы.

Температура почвы изменяется в слое определённой глубины, ниже которого расположен слой постоянной температуры. Ещё ниже температура с глубиной возрастает. Об этом свидетельствуют горячие источники и вулканические процессы.

Распределение температуры с глубиной в водных бассейнах и температура на поверхности воды отличается от температуры на поверхности почвы и распределения температуры в почве.

Часть тепла вода расходует на испарение. За счёт того, что вода является средой подвижной, полученное поверхностью воды тепло распределяется на большие объёмы. В результате верхние слои воды не перегреваются. Образование льда, при котором выделяет-

из скрытая теплота плавления, замедляет охлаждение поверхности воды.

Распределение температуры в водном бассейне с глубиной зависит от параметров водного бассейна. Распределение температуры с глубиной в океане позволяет выделить три слоя:

1) слой от поверхности океана до 150–200 м (температура понижается с глубиной сравнительно быстро);

2) слой от 200 до 900–1 000 м (температура понижается с глубиной хоть и заметно, но медленнее, чем в первом слое);

3) слой от 1 000 м до нескольких тысяч метров глубины (крайне медленное понижение температуры с глубиной).

Все особенности подстилающей поверхности, в том числе температура и распределение температуры с глубиной, сказываются на тепловом режиме воздуха.

С высотой температура воздуха может понижаться, оставаться постоянной и даже расти. Падение температуры с высотой – это обычное для атмосферы распределение. Такой характер распределения обнаруживается тогда и там, где и когда подстилающая поверхность нагревается. Обычно это бывает летом в дневные часы, чаще в южных широтах, если речь идёт о северном полушарии.

Действительно, от нагретой подстилающей поверхности поток тепла поступает раньше всего в прилегающий к этой поверхности слой. Здесь значительная часть тепла поглощается, так как число поглощающих частиц в нижнем слое наибольшее (плотность воздуха и количество аэрозолей с высотой уменьшается). В более высокие слои поступает та часть тепла, которая не была задержана лежащим ниже слоем, число поглощающих частиц тоже уменьшается. Итак, в каждый более высокий слой поступает тепло, оставшееся не поглощённым предыдущим слоем, в условиях меньшего количества поглощающих это тепло частиц. Это и говорит об уменьшении температуры воздуха с высотой, если подстилающая поверхность нагревается.

Температура воздуха с высотой растёт, когда и где подстилающая поверхность охлаждается. Такие ситуации встречаются зимой,

ранней весной или поздней осенью, а летом – в ночные часы, чаще в местах, расположенных на более высоких широтах. Это тоже понятно, поскольку охлаждающейся подстилающей поверхности тепло в большем количестве отдаёт самый близкий к ней слой воздуха. Каждый же более высокий от неё слой отдаёт всё меньшее и меньшее количество тепла. В результате наиболее холодным оказывается самый низкий, непосредственно прилегающий к подстилающей поверхности слой. Наиболее тёплым оказывается слой более высокий. Рост температуры воздуха с высотой называется инверсией температуры.

Постоянство температуры с высотой называется изотермией. Такое распределение характерно для всех пауз – тропопаузы, стратопаузы, мезопаузы, термопаузы. Кроме того, изотермическое распределение складывается при смене характера изменения температуры с высотой (падения температуры с высотой и роста температуры с высотой). Например, днём при нагревании подстилающей поверхности температура с высотой падает, а ночью – растёт. Тогда утром и вечером при смене характера изменения температуры с высотой временно установится изотермическое распределение. В ряде случаев изотермическое распределение может сложиться при определённых атмосферных процессах. Это же касается и инверсионного распределения. Так, например, при формировании слоистых и слоисто-кучевых облаков нередко формируется надоблачная инверсия [1, 2]. Облака слоисто-кучевые и особенно слоистые иногда так и называются – «подинверсионными» облаками.

Слои инверсии и изотермии являются задерживающими слоями, т.е. они препятствуют развитию вертикальных движений. В самом деле, воздух поднимается, если он является менее плотным относительно окружающего воздуха.

Пусть температура воздуха с высотой растёт, а тёплый воздух имеет меньшую плотность при прочих равных условиях по сравнению с более холодным воздухом, да ещё и плотность воздуха в

целом с высотой убывает. Тогда более плотный воздух расположен внизу, а менее плотный – вверху (либо плотность воздуха при изотермии меняется мало). В этом случае воздух не имеет физических причин перемещаться вверх.

В результате под слоями инверсии и изотермии увеличивается концентрация аэрозолей и водяного пара. Эти составляющие были занесены сюда восходящими движениями, но по причинам, указанным выше, из этих слоёв выше не вынесены. В результате под слоями инверсий и отчасти изотермии нередко формируются облака.

Понятие «температура» для газов на больших высотах, т.е. при разрежении воздуха, как характеристика средней арифметической скорости движения частиц смысл теряет. К тому же никакое тело, попавшее в такую разрежённую среду, при соприкосновении с окружающим воздухом не нагреется от него. Оно будет нагреваться непосредственно от солнечных лучей.

Важно заметить, что в атмосфере распределение температуры с высотой может отличаться от описанного выше распределения. Так, например, изотермии и даже инверсии иногда наблюдаются зимой в течение всего дня, причём, эта особенность чаще проявляется в более высоких широтах. В летнее время инверсии и даже изотермии в условиях короткой ночи могут не устанавливаться.

Интересные черты распределения температуры воздуха с высотой наблюдаются и выше тропосферы. Зимой в полярных районах температура воздуха может падать до больших высот. По наблюдениям над островом Хейса (Земля Франца Иосифа на широте около 80°) падение температуры воздуха продолжается до 30 км. Это явление получило название «исчезновения тропопаузы». На самом деле тропопауза не исчезала, просто зимой в условиях полярной ночи подстилающая поверхность сильно охлаждается, как и воздух над ней. В этом случае тропопауза определяется как уровень, где падение температуры с высотой хоть и не останавливается (изотермическое распределение не отмечается), но заметно снижается относительно нижележащих слоёв.

Для переходных сезонов здесь характерна изотермия. Летом в этих же районах и слоях на тех же уровнях наблюдается инверсионное распределение, которое прослеживается и в более высоких слоях (до 35–50 км).

Впрочем, мы описали наиболее типичные черты распределения температуры с высотой в полярных районах, хотя встречаются и другие распределения, связанные с какими-либо причинами.

Исследователи, работавшие с обширным материалом наблюдений за температурой над островом Хейса, выделили три резко различающихся в температурном отношении слоя в стратосфере:

1) нижняя стратосфера (от тропопаузы до уровня 20–23 км), где преобладает падение температуры с высотой;

2) средняя стратосфера, включающая уровень минимальной температуры; этот минимум, как уже указывалось выше, выражен зимой, однако отмечается и в переходные сезоны, и даже летом; выше этого уровня температура с высотой растёт;

3) верхняя стратосфера, где увеличивается скорость роста температуры с высотой.

Понятно, что зимой температурный минимум в средней стратосфере обусловлен падением температуры в условиях полярной ночи за счёт излучения подстилающей поверхности, когда солнечная радиация в эти широты не поступает. Летний минимум температуры в средней стратосфере этих широт нередко связан с обращением ветра к восточной циркуляции, что проявляется и в умеренных широтах. Так, над Москвой весной и летом быстрый рост температуры в стратосфере наблюдается выше 28 км.

Заметим здесь, что слой, в котором в тёплое время года в стратосфере (на высотах около 20 км) наблюдается убывание скорости ветра с высотой и затем происходит изменение направления ветра на противоположное направление (от западного направления в нижней стратосфере к восточному направлению в более высоких слоях стратосферы), называется велопаузой. Велопауза имеет толщину в несколько сотен метров. Указанное изменение направ-

ления ветра, конечно же, связано с изменением в поле атмосферного давления в данном слое.

Несмотря на указанные разнообразия распределения температуры с высотой над разными широтами, в разные сезоны года и при различных условиях, начинающим метеорологам рекомендуется, прежде всего, изучить общие черты этих распределений в больших слоях, выделенных в разделе «Строение атмосферы». Лишь после усвоения этих особенностей температурного режима следует переходить к различным деталям.

6. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

Воздух обладает весом. Вес столба воздуха сечением 1 м^2 (2) весит 10 333 кг.

Воздух, как любой газ, давит не только сверху, но и со всех сторон на окружающие тела, в том числе, на нас. Мы не ощущаем давления атмосферы на поверхность нашего тела потому, что это давление уравнивается внутренним давлением.

Газы обладают свойством сильной сжимаемости. Чем сильнее сжат газ, тем больше его плотность. Нижние слои атмосферы испытывают давление всех вышележащих слоёв воздуха, сжаты всеми этими слоями, поэтому имеют большую плотность. С высотой плотность воздуха убывает, как и атмосферное давление.

Когда-то Перье, родственник французского учёного Паскаля, по просьбе последнего поднялся в горы и показал, что на вершине горы высота столбика ртути меньше, чем внизу.

Основной прибор для измерения атмосферного давления был создан в Италии в 1643 г. учеником Галилея итальянским математиком и физиком Эванджелистом Торричелли. Название прибора произошло от двух греческих слов: *baros* – тяжесть (давление) и *metreo* – измеряю. Торричелли наполнял стеклянную трубку, запаянную с одного конца, ртутью, и, закрыв отверстие трубки на другом конце, переворачивал её в чашку с ртутью. Ртуть из трубки не вытекала в чашку полностью. Торричелли на основании этих опытов сделал вывод о том, что на поверхность ртути в чашке оказывает давление воздух. Именно давление воздуха не даёт возможности ртути полностью вытечь в чашку с ртутью. Торричелли высказал предположение о том, что давление воздуха на поверхность ртути, налитой в чашку, уравнивается весом ртути, оставшейся в трубке.

На основании многочисленных измерений атмосферного давления и расчёта средних многолетних значений этой метеорологической

величины были выполнены карты распределения среднего атмосферного давления. На картах прослеживаются определённые закономерности изменения давления в горизонтальном направлении.

Вдоль экватора в течение всего года прослеживается полоса пониженных значений давления. Этот пояс охватывает весь земной шар и называется экваториальной зоной затишья или внутритропической зоной конвергенции (сходимости потоков воздуха).

К северу и югу от этой полосы атмосферное давление увеличивается и максимальных значений достигает в зоне $30\text{--}35^\circ$ северной и южной широты. Данные широтные зоны с двух сторон от экватора – субтропические пояса высокого давления. Данные пояса характеризуются неустойчивыми и очень слабыми ветрами. В пределах этих поясов выделяются отдельные области высокого давления. Так в северном полушарии есть две области высокого давления. Одна из них расположена над восточной частью Тихого океана, другая – над восточной Атлантикой. В южном полушарии аналогичные области охватывают обширные районы океанов, которые занимают большие площади, чем в северном полушарии, где неоднородное распределение давления создают материки (Евразия, Америка, Африка). Области сравнительно высокого давления создаются воздухом, опускающимся из высоких слоёв атмосферы и накапливающимся здесь.

Далее над подстилающей поверхностью обоих полушарий хорошо видны полосы пониженного давления. Иными словами, к умеренным широтам давление падает. Эти пояса называются субполярным минимумом. В северном полушарии он лучше выражен над Тихим океаном, а над Атлантикой – между Гренландией и Норвегией. Над континентами северного полушария этот пояс низкого давления разбивается на области, которые чередуются с областями повышенного давления. В южном полушарии пояс низкого давления сплошной и расположен над поверхностью океанов. Этот пояс отличается довольно устойчивыми ветрами.

Над более высокими широтами давление понижается, увеличиваясь к полюсам.

Таким образом, над поверхностью нашей планеты в целом прослеживается зональное распределение атмосферного давления. Пояса атмосферного давления образуются в результате неравномерного распределения солнечной радиации на подстилающей поверхности.

Над экватором воздух прогревается, расширяется и, становясь менее плотным и лёгким, поднимается вверх. Поднявшись над экватором, воздух направляется в сторону полюсов. В результате над экватором из-за оттока воздуха всегда устанавливается пониженное атмосферное давление.

Однако воздух, поднявшись над экватором, охлаждается и до полюсов не доходит. Становясь более тяжёлым, этот воздух вынужден опускаться, что происходит над широтами около 35° обоих полушарий. Там и образуются пояса высокого давления.

Экваториальная область низкого давления несколько изменяет своё положение в течение года. Она смещается в то полушарие, в котором в данном месяце наблюдается лето.

Если в поясах низкого давления преобладают восходящие движения, приводящие к формированию облаков, то в поясах высокого давления прослеживаются нисходящие движения. При нисходящих движениях воздух, перемещаясь из более высоких слоёв с пониженной влажностью (источник водяного пара – подстилающая поверхность), ещё и несколько прогревается, поскольку сжимается, удаляясь от состояния насыщения водяным паром. Итак, в области высокого атмосферного давления воздух достаточно сухой. В результате в поясах повышенного давления (в тропиках, в приполюсных районах) осадков выпадает немного или даже мало.

Над полюсами воздух холодный, следовательно, более тяжёлый и плотный. Он, в силу своих свойств, опускается, увеличивая давление, а в высоких слоях ему на смену перемещается воздух из областей более низких широт. В результате атмосферное давление над полюсами увеличивается.

Указанная зональность в распределении атмосферного давления нарушается характером подстилающей поверхности. Это свя-

зано, прежде всего, с различными теплофизическими свойствами материков и океанов. Как указывалось выше, суша передаёт воздуху большое количество полученного ею тепла (35 – 50 %), а вода большую часть тепла отдаёт своим более глубоким слоям. Кроме того, водные поверхности затрачивают тепло на испарение.

Поверхность суши больше нагревается и больше охлаждается, чем поверхность океанов. Так, например, над экватором полоса низкого давления более отчётливо выражена над участками суши. В период нагревания воздух над сушей теплее, чем воздух над водой; в период же охлаждения холоднее воздух опять-таки над сушей. Это связано с тем, что в тёплое время года океаны, моря и крупные озёра накапливают запасы тепла в своей толще, а в зимнее время отдают их поверхности воды. Незамерзающие водные поверхности впоследствии передают часть этого тепла воздуху. В результате воздух над водой теплее, чем над сушей.

Чередование суши и океана приводит к широтному расширению зоны низкого давления над сушей летом и расширению зоны высокого давления над сушей зимой.

При более детальном рассмотрении распределение атмосферного давления различается в разные месяцы года. Уточним особенности поля давления у подстилающей поверхности в январе и июле. Заметим, что в январе в северном полушарии зима, а в южном лето. В июле в южном полушарии зима, а в северном полушарии лето.

Рассмотрим поле давления в январе. Зона низкого давления над экватором прослеживается над всем земным шаром, однако смещена от экватора в южное полушарие, где наблюдается лето. Здесь, в летнем полушарии, имеются три области минимального давления над наиболее прогретыми участками суши – Южной Америкой, южной частью Африки, южной частью Австралии и островами Индонезии.

По обе стороны экваториальной зоны низкого давления расположены субтропические зоны высокого давления. Отметим, что в

южном полушарии субтропические антициклоны расположены над океанами, но на тех же широтах над прогретыми материками отмечаются области пониженного давления.

Итак, чередование в данной широтной зоне более тёплых материков и более холодных океанов прослеживается в чередовании областей низкого и высокого атмосферного давления.

По другую сторону экваториальной зоны низкого давления, т.е. в северном полушарии зона высокого атмосферного давления прослеживается и над океанами, и над охлаждёнными материками. При этом в Азии эта зона заметно расширяется в сторону более высоких широт. Указанное расширение зоны высокого давления в зимнем полушарии связано с устойчивым сезонным барическим образованием – Азиатским антициклоном, имеющим центр над Монголией. Область высокого давления севернее субтропиков прослеживается и над Северной Америкой – над Канадой.

В южном полушарии южнее зоны субтропических антициклонов, т.е. в умеренных и субтропических районах расположена сплошная зона низкого давления.

В этих же широтах северного полушария зона низкого давления прослеживается в виде отдельных областей низкого давления и только над океанами. Данные области находятся на севере Тихого океана (в районе Алеутских островов) и на севере Атлантического океана (с центром над Исландией). Над материками в это время на тех же широтах наблюдаются области высокого давления.

В области полюсов обоих полушарий атмосферное давление несколько повышается, что более отчётливо выражено над Антарктидой. В июле экваториальная зона низкого давления смещена в сторону летнего, т.е. северного полушария. Центры низкого давления располагаются над нагретыми южными районами Азии и Северной Америки.

В южном полушарии субтропическая зона высокого давления имеет центры и над океанами, и над охлаждёнными материками, поскольку в южном полушарии в это время зима.

В то же самое время в северном полушарии области высокого давления прослеживаются только над более холодными (относительно материков) океанами. Заметим, что эти центры высокого давления смещены к северу, где температуры подстилающей поверхности более низкие. Над материками же в это время давление понижено в достаточно большом диапазоне широт.

В умеренных и субполярных широтах южного полушария зона низкого давления практически сплошная при зональном распределении давления. Лишь около побережья Антарктики область низкого давления выражена в виде отдельных центров.

Над Антарктидой располагается область высокого давления.

В северном полушарии в зоне умеренных широт наблюдается низкое давление над материками и более высокое давление над океанами (здесь находятся северные периферии антициклонов в Тихом и Атлантическом океанах).

Субполярная зона северного полушария в целом является выраженной зоной низкого давления. Вместе с тем, над материками давление ниже, чем над океанами.

Севернее субполярной зоны давление несколько увеличивается.

Таким образом, подтверждением зависимости атмосферного давления от потоков солнечной радиации является зональность в распределении этой метеорологической величины над земным шаром. Однако влияние на давление только потоков солнечной радиации, неодинаковых на различных широтах из-за разных углов их падения на подстилающую поверхность, привело бы к строгой зональности распределения давления.

Эта зональность нарушается вследствие неодинаковых теплофизических свойств разных типов подстилающей поверхности – материков и океанов. Различия в полях давления в северном и южном полушариях подтверждают сделанный вывод. Это связано с тем, что площадь материков и океанов в этих полушариях различна, а распределение материков и океанов в разных широтных зонах неодинаково.

Итак, за счёт неравномерности распределения материков и океанов зональная полоса атмосферного давления может расширяться в сторону одного из типов подстилающей поверхности, увеличивая широтный диапазон зоны высокого или низкого давления или полностью подвергаться смене давления с высокого на низкое и наоборот при смене типа подстилающей поверхности внутри одной и той же широтной зоны.

Области высокого или низкого значения в поле атмосферного давления, сложившегося по данным многолетних наблюдений за этой метеорологической величиной, называются центрами действия атмосферы. Их роль велика не только в формировании погоды, но и климата тех районов, которые находятся под влиянием данных центров. О некоторых из них речь уже шла выше. Географическое положение центра действия атмосферы свидетельствует о преобладании в данном районе циклонов или антициклонов.

Такие области были разделены на три группы:

1) постоянные области, которые в течение всего года практически не меняют своего местоположения (область пониженного атмосферного давления у экватора, области высокого давления над океанами в субтропиках, субполярные области низкого давления);

2) сезонные области, т.е. области повышенного и пониженного атмосферного давления, которые обнаруживают себя лишь в холодный или тёплый период; в другой период эти области практически себя не проявляют (область пониженного давления в северной части Тихого океана зимой, область пониженного давления в районе Исландии зимой); Исландский минимум очень сильно ослабляется летом, а Алеутский – в летнее время почти исчезает;

3) обратимые области, т.е. области, которые в зависимости от сезона являются областями высокого или низкого давления (яркий пример – Азиатский антициклон, который оказывает очень сильное влияние на погодные условия огромной территории зимой, а в тёплый период сменяется термической депрессией – областью низкого давления).

Нередко обратимые области относят к сезонным областям.

Конечно же, как уже упоминалось, области высокого или низкого давления формируются под влиянием определённых факторов. Например, циклон над Исландией рождён от встречи тёплых вод Гольфстрима с холодным полярным воздухом. Зимой эти температурные контрасты весьма значительны, а летом они сглаживаются. Этими причинами и объясняется выраженное низкое давление над данным районом зимой и почти не выраженное в летнее время.

Большую роль в формировании Азиатского антициклона играют Гималаи, не пропускающие на север влажный и более тёплый воздух Индийского океана.

По характеру годового хода атмосферного давления выделяют континентальный и океанический типы. Континентальный тип характерен заметным преобладанием зимних значений атмосферного давления над летними значениями. Такой тип годового хода атмосферного давления характерен для местностей, расположенных внутри обширных континентов.

Океанический тип связан с превышением летних значений давления над зимними значениями, однако это превышение невелико. Такой тип наблюдается над океанами, океаническими островами и в приморских странах.

Итак, над материками годовой ход атмосферного давления выражен значительно более отчётливо, чем над океанами.

Следует отметить, что в средних широтах годовой ход давления больше, чем в экваториальных широтах.

Суточный ход атмосферного давления имеет сложный вид с двумя максимумами и двумя минимумами. Максимальные значения давления отмечаются в 10 и 22 часа, а минимальные – в 04 и 16 часов по местному времени. Наиболее отчётливый ход суточных изменений атмосферного давления прослеживается в тропических широтах, где его амплитуда составляет 3–4 гПа.

Суточный ход давления во внетропических широтах перекрывают неперiodические его изменения – прохождение антицикло-

нов и циклонов, в частности, атмосферных фронтов. Чем выше широта места, тем меньше амплитуда суточного хода давления. При этом на всех широтах дневной минимум заметнее ночного, а утренний максимум более отчётлив, чем вечерний.

На дневной минимум в суточном ходе давления оказывает влияние нагревание воздуха в дневное время, а на утренний максимум – достаточно низкие температуры воздуха после ночи. На ночной минимум и вечерний максимум значительное влияние оказывают упругие колебания атмосферы и приливные волны в атмосфере, связанные с притяжением Солнца и Луны.

Луна и Солнце оказывают наибольшее приливное воздействие на нашу планету. При этом влияние Солнца примерно в 2,2 раза меньше, чем влияние Луны. Приливные воздействия испытывают все земные оболочки – литосфера, гидросфера и, конечно же, атмосфера. Поднятий и опусканий земли, которые происходят 2 раза в сутки, мы не замечаем, так как этот процесс протекает медленно и на очень больших территориях. Приливы в гидросфере известны достаточно хорошо. Что касается атмосферы, то она, являясь средой лёгкой, безусловно, подвергается притяжению Луны и Солнца. Солнечные и лунные приливы могут складываться, тогда приливные эффекты на Земле оказываются самыми значительными.

С высотой атмосферное давление убывает. Вместе с тем, давление зависит от температуры. При этом наибольшее давление складывается в условиях более низких температур. С высотой температура воздуха в целом падает. Данное утверждение касается, прежде всего, слоёв тропосферы выше приземного слоя, в котором при определённых условиях наблюдаются инверсии или изотермии. Однако с понижением температуры увеличивается плотность, поэтому плотность воздуха с высотой уменьшается медленнее, чем атмосферное давление. Давление в свою очередь зависит и от температуры воздуха, и от его плотности. В результате атмосферное давление в холодном воздухе падает с высотой быстрее, чем в воздухе тёплом.

Убывание атмосферного давления с высотой происходит неравномерно: в нижних слоях значительно быстрее, чем в слоях верхних. Среднее значение давления воздуха у подстилающей поверхности составляет

1 013,25 гПа, а на высоте 250 км (по данным космического корабля «Восток») – $3 \cdot 10^{-5}$ Па = $3 \cdot 10^{-7}$ гПа.

Атмосферное давление оказывает очень сильное влияние на самочувствие человека. На больших высотах в условиях низкого давления у человека наступает так называемая «горная болезнь», связанная с кислородным голоданием (кровь недостаточно насыщается кислородом).

Вместе с тем в Индии встречаются поселения на высоте до 4 000 м, в Перу – до 5 200 м. Однако выше 7 000 м человек может жить и работать только с кислородной маской. Лишь некоторые птицы могут подниматься до высот 7–9 км.

7. ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Атмосфера совершает достаточно сложные движения. Эти движения имеют разные и масштаб, и характер, и направленность. В самом деле, одни движения обусловлены крупномасштабными процессами, другие – мезомасштабными, третьи связаны с какими-либо проявлениями особенностей местности весьма малого масштаба.

Атмосфера совершает в системе всей нашей планеты орбитальное движение вокруг Солнца (365 дней), осевое движение опять-таки вместе с другими сферами нашей планеты и, кроме того, собственное движение относительно подстилающей поверхности. Последний тип движения атмосферы осуществляется в различных направлениях, имея разные масштабы проявления.

7.1. Общая циркуляция атмосферы

Общая циркуляция атмосферы – это система её движений, т.е. совокупность её воздушных течений, над подстилающей поверхностью, что в целом представляет собой крупномасштабное движение. Таким образом, общая циркуляция атмосферы – это сложное движение атмосферы в планетарном (глобальном) масштабе. Посредством этих движений осуществляется воздушный обмен и по горизонтали, и по вертикали.

Исследования общей циркуляции атмосферы начались в XVII–XVIII веках. В середине XIX века схема общей циркуляции атмосферы над всем земным шаром была в целом выполнена.

Общая циркуляция атмосферы складывается под влиянием неодинаковых потоков солнечной радиации к различным точкам подстилающей поверхности, что, как указывалось выше, в свою очередь приводит к формированию поля атмосферного давления.

Особенности этого барического поля и определяют в основном общую циркуляцию атмосферы. Характерные черты этой циркуляции создаются постоянно существующими в атмосфере контрастами температуры между полюсами и экватором, между нижними и верхними слоями воздуха, между материками и океанами.

Прежде всего, контрастами температур между экватором и полюсом определяется энергия атмосферной циркуляции. Так, в северном полушарии зимой средняя разность температур воздуха у подстилающей поверхности между экватором и полюсом составляет примерно 60°C , а летом – только 26°C . С высотой разность температур между широтами уменьшается. На высоте 5 км разность температур между экватором и полюсом зимой составляет примерно $35\text{--}36^{\circ}\text{C}$, а летом – только $16\text{--}17^{\circ}\text{C}$. В южном полушарии эти разности больше. Понятно, что зимой, когда межширотные контрасты температур выражены наиболее ярко, атмосферные процессы протекают более интенсивно, чем летом. В зимнее время преобладающие ветры западного направления в тропосфере имеют более высокие скорости, чем летом.

К указанному влиянию неодинаковых потоков солнечной радиации к разным точкам на нашей планете добавляются влияния отклоняющей силы вращения Земли (за счёт движения нашей планеты вокруг своей оси), неоднородностей подстилающей поверхности (они прослеживаются, как правило, над сушей) и сил трения.

К общей циркуляции атмосферы относятся, прежде всего, зональные переносы.

Указанные переносы составляют, например, восточные ветры в нижней половине тропосферы тропической зоны (пассаты), а вблизи экватора эти ветры наблюдаются не только в нижней, но и в верхней тропосфере, а также и в стратосфере.

Более детальная картина выглядит следующим образом. У экватора узкий пояс слабых переменных ветров прослеживается у самой подстилающей поверхности, но несколько выше подстилающей поверхности ветры восточного направления наблюдаются

до больших высот круглый год. В экваториальной зоне, где встречаются пассаты обоих полушарий, располагается зона затишья или так называемая внутритропическая зона конвергенции, т.е. сходимости потоков.

В указанной зоне прогретый воздух осуществляет восходящие движения. Такие движения воздуха, богатого океанической влагой, приводят к развитию кучево-дождевых облаков и связанных с ними ливневых осадков и грозových явлений.

К этой зоне с севера и с юга прилегают области пассатов, простирающиеся примерно до 30° северной и южной широты (границы зоны пассатов смещаются в зависимости от сезона года) [6]. Вблизи экватора пассаты прослеживаются от подстилающей поверхности до высоты примерно 15 км летом и 6 км зимой, а в субтропиках – до 5 км летом и менее 2 км зимой.

Конечно, если бы Земля не вращалась, а её поверхность была бы только материком или только сплошным океаном, то картина общей циркуляции атмосферы была бы очень простой. В нижних слоях атмосферы осуществлялось бы постоянное движение воздуха из областей высокого давления на полюсах (туда приходит наименьшее количество солнечного тепла) к области низкого давления на экваторе. В верхних слоях воздух двигался бы в обратном направлении – от экватора к полюсам. Последнее связано с тем, что в более тёплом воздухе давление падает с высотой медленнее, чем в холодном. В результате на некоторой высоте над экватором атмосферное давление оказывается большим, чем над полюсами. Движение же воздуха установится опять-таки из области более высокого давления в область более низкого, т.е. в этих слоях – от экватора к полюсам.

Итак, если бы Земля не вращалась, в нижних слоях атмосферы в северном полушарии дули бы только северные ветры, а в южном полушарии, – южные ветры.

В реальной атмосфере отклоняющая сила вращения Земли усложняет указанную выше картину распределения ветров.

В северном полушарии у подстилающей поверхности пассаты представлены северо-восточными ветрами, а в южном полушарии – юго-восточными. Ветры указанных направлений формируются на обращенных к экватору перифериях субтропических антициклонов. В этих антициклонах в северном полушарии циркуляция воздуха осуществляется по часовой стрелке, а в южном полушарии – против часовой стрелки.

В результате в экваториальной зоне происходит сходимости воздушных течений у подстилающей поверхности, но и в более высоких слоях преобладают восточные ветры.

Итак, тёплый воздух в экваториальной зоне поднимается вверх и в верхних слоях атмосферы растекается к северу и югу от экватора. Этот поток под действием отклоняющей силы вращения Земли в северном полушарии, отклоняясь вправо, меняется с южного на юго-западный ветер, а к $25\text{--}35^\circ$ сш – на западный ветер. Данные ветры называются антипассатами, поскольку их направление противоположно направлению пассатов. В южном полушарии антипассаты имеют северо-западные и западные направления.

Приток воздуха в верхних слоях атмосферы к субтропикам обуславливает рост давления у подстилающей поверхности вдоль $25\text{--}30^\circ$ северной и южной широты, способствуя образованию областей повышенного давления (антициклонов).

Благодаря этому процессу и формируются пассаты. Из области более высокого давления и, следовательно, избытка масс воздуха в нижних слоях тропосферы воздух растекается к экватору. Если ещё и учесть отклоняющую силу вращения Земли, которая отклоняет воздушный поток вправо от направления движения, то получится, что в северном полушарии этот поток приобретает северо-восточное и восточное направление, а в южном полушарии – юго-восточное и восточное направление.

Скорость пассатов у подстилающей поверхности в среднем составляет $5\text{--}6$ м/с. В области влияния пассатов погода достаточно

сухая, малооблачная или даже безоблачная. Над материками в этой зоне располагаются пустыни.

В любом случае пассаты – это ветры у подстилающей поверхности, направленные к экватору. При плавании в тропических широтах мореплаватели во времена широкого использования парусного флота пользовались пассатами. Англичане даже называли пассаты торговыми ветрами.

Интересно, что вблизи больших континентов, особенно на юге Азии, омываемой водами Индийского океана, эта система ветров испытывает существенные изменения. Причина указанных изменений заключается в очень больших колебаниях температуры и давления над материками. В результате в этих областях возникают ветры, представляющие собой циркуляцию с годовым периодом. Речь идёт о муссонах, которые проявляют себя в виде ветров с суши холодный период и ветров с океана тёплый период. Летом континенты нагреваются сильнее, чем окружающие их океаны. В результате область низкого давления летом образуется над континентом, поэтому воздух перемещается из области более высокого давления, т.е. от океана к побережью, а в холодное время года – от суши к океану. Термин «муссон» происходит от арабского слова «маусим», что означает «времена года». Муссоны накладывают свой отпечаток на климат Дальнего Востока и Приморского края, хотя их влияние можно проследить и в других районах земного шара, в частности, в Японии и Китае. В нашей стране на Дальнем Востоке и в Приморском крае летний муссон с юго-восточными ветрами приносит с океана влажный воздух, в котором развивается облачность, дающая осадки. Зимой же муссон с северо-западными или даже северными ветрами приносит сравнительно сухой и холодный воздух, в котором облачность либо не развивается совсем, либо развивается слабо.

Вернёмся к пассатам. Высота слоя проявления пассатов неодинакова. В целом верхний уровень слоя пассатов отмечается на высотах от 1 км до 4 км. Над пассатами располагается слой перемен-

ных ветров, а ещё выше – на уровнях 4–8 км (в зависимости от места наблюдения и времени года), как указывалось выше, располагается зона антипассатов, в которой направление ветров противоположно направлению пассатов у подстилающей поверхности.

Зоны пассатов в стороны более высоких широт в обоих полушариях сменяются штилевыми или почти штилевыми условиями в поясах высокого давления субтропических широт. От этих областей примерно до 70° северной широты в северном полушарии на всех высотах преобладают ветры западного и юго-западного направлений, а в южном полушарии примерно до 70° южной широты преобладают ветры западного и северо-западного направлений.

Итак, в умеренных широтах зональные переносы прослеживаются в проявлении западно-восточного переноса, т.е. в преобладании ветров западного направления от подстилающей поверхности до больших высот.

Следует отметить, что с высотой зона западных ветров расширяется, скорость ветра увеличивается.

В полярных широтах в нижней тропосфере преобладают ветры восточного направления. Эти восточные ветры достаточно слабые, уже на небольших высотах они сменяются западными ветрами.

Важно отметить, что летом ветры заметно ослабевают, а зимой усиливаются.

Обобщая сказанное выше, сделаем несколько важных выводов:

1. Циркуляция пассатов представляет собой вертикальные кольца, которые составляют следующие элементы:

- а) восходящие движения тёплого воздуха над экватором;
- б) собственно пассаты, т.е. ветры северо-восточного направления в нижних слоях северного полушария и юго-восточного направления в нижних слоя южного полушария;
- в) антипассаты в более высоких слоях, т.е. ветры, имеющие направления, обратные направлениям в нижних слоях;

г) нисходящие движения воздуха в областях повышенного давления; в области примерно 30° воздух опускается вниз и приводит к росту атмосферного давления у подстилающей поверхности этих широт.

2. Подобные вертикальные кольца формируются и у полюсов; в нижних слоях северного полушария преобладают северо-восточные и восточные ветры, а в верхних слоях – юго-западные и западные; заметим, что циркуляционные кольца в высоких широтах менее выражены по сравнению с кольцами в низких широтах; в нижних слоях южного полушария преобладают ветры юго-восточного и восточного направлений.

3. Для умеренных широт характерен хорошо выраженный перенос воздуха с запада на восток, который прослеживается в тропосфере и стратосфере (до высоты 20 км, а иногда и выше).

4. В целом атмосфера вращается вокруг полюса с запада на восток.

Отклонения от описанного зонального распределения обусловлено, прежде всего, циклонической деятельностью. Дело в том, что зональные переносы время от времени перекрываются многочисленными крупномасштабными вихрями, которые придают общей циркуляции атмосферы макротурбулентный, т.е. неупорядоченный характер движения в большом масштабе. Этими вихрями и являются циклоны и антициклоны, обладающие собственной циркуляцией. Указанные образования настолько крупны, что воздушные течения, связанные с ними, тоже можно рассматривать как составляющие общей циркуляции атмосферы. Итак, циклоническая деятельность придаёт общей циркуляции атмосферы неустойчивый, быстро меняющийся характер.

Вместе с тем, если получить средние многолетние направления ветра, то зональные переносы обнаруживаются без труда.

На средних многолетних картах давления можно обнаружить и устойчивые области высокого или низкого давления. Они называются центрами действия атмосферы. С высотой центры действия атмосферы сглаживаются, устанавливается общее падение давле-

ния в направлении от низких широт к высоким над каждым полушарием. При этом воздушные течения принимают характер преобладающего западного переноса над всем Земным шаром, особенно сильного в верхней части атмосферы в субтропических широтах (так называемое субтропическое струйное течение).

Итак, над подстилающей поверхностью скорость ветра увеличивается с высотой и достигает максимальных значений под тропопаузой. Однако самые сильные ветры отмечаются в области разрыва тропопаузы на широтах около 35° северной и южной широты.

Струйные течения представляют собой узкие зоны сильного ветра в верхней тропосфере и в нижней стратосфере. Эти течения являются «воздушными реками», имеющими извилины. Линия максимальной скорости ветра называется осью струйного течения. В струйном течении скорость ветра испытывает сильные изменения по вертикали и горизонтали (вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра). По вертикали изменение скорости ветра составляет 5–10 м/с на 1 км, а по горизонтали – 10 м/с и более на 100 км. Длина струйного течения имеет порядок тысяч километров, ширина – сотен километров, а мощность (вертикальная протяжённость) – нескольких километров. За нижний предел скорости в струйном течении принимается значение 30 м/с или примерно 100 км/ч. На оси струйного течения максимальные скорости ветра могут достигать 50–100 м/с и более.

В струйных течениях концентрируется наибольшая кинетическая энергия атмосферы. Струйные течения являются звеньями общей циркуляции атмосферы.

7.2. Циклоны и антициклоны

Изобарические поверхности далеко не всегда параллельны друг другу и подстилающей поверхности. Они наклонены под разными углами друг к другу, образуя прогнутые вниз или поднятые вверх обширные поверхности. Это циклоны и антициклоны.

«Циклон» в переводе с греческого означает «кольцо змеи». Речь идёт о круговом движении воздуха в этом образовании. В северном полушарии циркуляция в циклоне осуществляется в направлении против часовой стрелки, а в южном полушарии – в направлении часовой стрелки. «Антициклон» – антипод циклона во всех отношениях. Циркуляция в антициклоне происходит в северном полушарии в направлении движения часовой стрелки, а в южном полушарии – в направлении против часовой стрелки.

Циклон – область низкого давления, т.е. своеобразная котловина или яма в поле давления, а антициклон – область высокого давления, т.е. своеобразный холм, возвышенность или даже гора в этом же поле.

В циклоне сходятся разнородные воздушные массы, поскольку движение всегда происходит из области избытка масс воздуха в область его недостатка. Итак, со всех сторон в циклон поступают различные по своим свойствам воздушные массы.

В системе антициклона происходит отток масс воздуха в сторону более низкого атмосферного давления. Так атмосфера приводит себя в равновесное состояние (всякая система стремится к равновесию).

Между разнородными воздушными массами в циклоне создаются так называемые фронтальные разделы, являющиеся переходными зонами от одной воздушной массы к другой. При смене воздушных масс проходят эти фронтальные разделы или атмосферные фронты, если рассматривать разделы между воздушными массами как поверхности, пересекающиеся какими-либо поверхностями любых высотных уровней (уровнем моря, уровнем 1 км и т.д.).

Погодные условия в циклонах и антициклонах тоже непохожи. В циклонах преобладает облачная погода, выпадают атмосферные осадки. В антициклонах наблюдается, как правило, ясное небо или небольшая, медленно размывающаяся облачность. Облака и атмосферные осадки формируются при восходящих вертикальных движениях, которые характерны для циклонов; размывание обла-

ков или их отсутствие связано с нисходящими движениями, которые наблюдаются в антициклонах.

Циклоны в погодных условиях неоднородны, ведь в них встречаются разные воздушные массы, каждая из которых имеет свои свойства. Антициклоны значительно однороднее в полях всех метеорологических величин.

Часто спрашивают, а теплее в антициклоне или в циклоне? На этот вопрос однозначно ответить нельзя. Зимой, когда излучение подстилающей поверхности в условиях антициклона не задерживается облаками, это излучение уходит в мировое пространство, а потоки солнечной радиации, поступающие под малыми углами к подстилающей поверхности, не могут компенсировать эти тепловые потери. В таких случаях наблюдается ясная и холодная погода.

Если же антициклон наблюдается в летнее время, то происходит заметное нагревание подстилающей поверхности. Конечно, в это время наблюдается тёплая или даже жаркая погода. В таких случаях воздух, нагреваясь над подстилающей поверхностью, приобретает малую плотность и поднимается вверх. В некоторых случаях при пересечении воздухом уровня конденсации могут сформироваться облака вертикального развития.

Циклоны в зимнее время уменьшают охлаждение подстилающей поверхности, так как задерживают её уходящее излучение. В летнее время облака циклонов в значительной мере экранируют подстилающую поверхность от потоков солнечной радиации, следовательно, снижают её температуру.

Мы говорили о циклонах в общих чертах, но есть совершенно особый класс циклонов, которые развиваются в тропических районах и обладают огромными энергиями.

Тропические циклоны в Тихом океане называют тайфунами, а в Атлантическом океане – ураганами. «Ураган» на языке аборигенов означает «сильный ветер». В слове «тайфун» второй слог («фун») переводится с китайского и японского как «ветер». Что касается первого слога, то он переводится с китайского как «сильный», а с

японского – не только как «сильный», но и как «божественный», «просветлённый». Очевидно, речь идёт о давних событиях, когда монгольские суда из-за тайфунов не смогли причалить к «закрытой» тогда Японии, которая в результате смогла сохранить самобытную религию, самобытную культуру и самобытное искусство.

В Австралии тропические циклоны называют «Вили-Вилли». Они образуются у северо-западных берегов Австралии.

Интересно, что в начале 40-х годов XX века установилась традиция присваивать тропическим циклонам женские имена. Сначала это делалось с целью прослеживания их перемещения и сокращения текста информации о них. В дальнейшем присвоение тропическим циклонам женских имён вошло в систему – в определённой последовательности (по латинскому алфавиту). Так был составлен список тайфунов из 84 женских имён. Появилась и аргументация присвоения тропическим циклонам именно женских имён.

Синоптики того времени говорили, что все циклоны (не только тропические) имеют женский характер, а антициклоны – мужской. По размерам циклоны в среднем меньше, чем антициклоны. Антициклоны – образования более спокойные и уравновешенные (речь идёт, в частности, об отсутствии или малом количестве облаков). Циклоны менее уравновешены, ведь в них встречаются разные воздушные массы, к тому же «слезливы» – это об атмосферных осадках, связанных с циклонами. Циклоны в целом более подвижны, чем антициклоны. Более того, циклон может «породить» циклон, чего не может антициклон. Об этом удивительном свойстве циклона студенты узнают в курсе «Синоптическая метеорология».

Тропические циклоны приносят большие разрушения, что опять-таки связывали с женским характером.

В конце концов, международная женская организация усмотрела в присвоении женских имён тропическим циклонам женскую дискриминацию. С 1979 году тропическим циклонам начали присваивать не только женские, но и мужские имена.

Тропические циклоны чаще всего зарождаются между 10 и 20° широты в обоих полушариях над тёплыми участками поверхности океана, где температура воды достигает значения примерно 28°C.

Непосредственно у экватора практически отсутствует отклоняющая сила вращения Земли, наличие которой необходимо для образования устойчивого кругового движения воздуха, характерного для циклонов. По этой причине здесь циклоны и не образуются, и не встречаются. От места образования в указанном выше диапазоне широт они перемещаются в сторону широт более высоких.

В центральной части тропических циклонов имеется «глаз бури», где облака чаще полностью отсутствуют, либо их мало, и они мало-мощные. В этой области наблюдаются нисходящие движения воздуха, компенсирующие восходящие движения, характерные для большей части этого образования. «Глаз бури – это своеобразная воронка в центре сильного атмосферного вихря, где скорости движения воздуха и центробежная сила имеют очень большие значения.

«Глаз бури» окружают мощные кучево-дождевые облака, связанные с очень сильными восходящими движениями воздуха.

Ширина глаза бури зависит от стадии развития тропического циклона, т.е. от его «возраста» и составляет в среднем 20–30 км, однако может быть больше.

В области «глаза бури» у подстилающей поверхности наблюдаются слабые ветры, но вокруг этой области бушуют ветры ураганной силы, а с мощными кучево-дождевыми облаками связаны сильные ливни и грозы.

В тропических циклонах атмосферное давление значительно ниже, чем в обычных, т.е. во внетропических циклонах, а по размерам тропические циклоны меньше.

Самые крупные тропические циклоны – это Тихоокеанские тайфуны. Их диаметр составляет 600–800 км (ураганы Атлантики – 400 км). За год на Земном шаре образуется около 80 тропических циклонов.

7.3. Ветер

Когда люди говорят о движении атмосферы, прежде всего, они упоминают термин «ветер». Однако не всякое движение атмосферы является ветром.

Воздух находится в движении всегда. Безветрие может наблюдаться только у подстилающей поверхности, поскольку она ослабляет движение воздушного потока. Движение воздушного потока по горизонтали у подстилающей поверхности тормозится за счёт трения. Вместе с тем, безветрие (штиль) даже у подстилающей поверхности отмечается не всегда, а только в небольших районах и при определённых условиях в атмосфере. Если при любом безветрии в самом нижнем слое воздуха у подстилающей поверхности подняться на некоторую высоту, то ветер там уже обнаруживается. Это связано с тем, что с высотой влияние трения о подстилающую поверхность ослабляется.

Ветер – это горизонтальная составляющая движения воздуха относительно подстилающей поверхности (или одних слоёв атмосферы относительно других).

Для обозначения направления ветра нужно определить положение точки видимого горизонта, откуда ветер дует. Иными словами, по направлению ветра судят, откуда воздух перемещается в данное время в данном месте. Переместившийся воздух обладает определёнными свойствами, что определит погодные условия в том пункте, куда произошло указанное перемещение.

Если точка, откуда дует ветер, определена относительно стран света (север, юг, запад, восток и т.д.), то направление ветра выражается в румбах. Если же направление ветра определяется угловым расстоянием от севера (по часовой стрелке) до точки, откуда дует ветер, то направление ветра выражено по азимуту в градусах.

Причиной ветров является неравномерное распределение атмосферного давления в горизонтальном направлении. Причиной же неравномерного распределения атмосферного давления, как указывалось выше, является неодинаковый приток солнечной радиации к разным точкам земной поверхности. Кроме того, направле-

ние и скорость ветра в элементах общей циркуляции атмосферы зависят и от свойств подстилающей поверхности, которая обладает определённой поглощательной способностью пришедшей к ней солнечной радиации. Подстилающая поверхность не только неодинаково поглощает, но и неодинаково отражает поступающие потоки солнечной радиации. В результате разные виды подстилающей поверхности (суша или море, тип рельефа и почвы, наличие и характеристики растительного и снежного покрова) неодинаково нагреваются и передают в атмосферу разные потоки тепла.

В области большего атмосферного давления мы можем говорить об избытке масс воздуха, а в области более низкого – о недостатке этих масс. Понятно, что в холодном и плотном воздухе наблюдается более высокое давление, а в тёплом и разрежённом – более низкое. В результате у подстилающей поверхности движение воздуха совершается из области более высокого атмосферного давления в сторону более низкого (всякая система стремится к равновесию).

Что касается значений атмосферного давления в более высоких слоях воздуха над подстилающей поверхностью, то они связаны со скоростью его падения с высотой. В холодном воздухе давление падает с высотой быстрее, чем в тёплом, поэтому на некоторой высоте в сравнительно более тёплом воздухе давление оказывается большим, чем в более холодном.

Уже эти размышления приводят к выводу о том, что с высотой направление ветра изменяется относительно приземных направлений. Кстати, одним из вариантов перевода названия нижнего слоя атмосферы «тропосфера» толкуется как «поворот», т.е. изменение направления ветра.

Скорость ветра определяется значением расстояния, пройденного воздухом за единицу времени.

И направление, и скорость ветра испытывают периодические колебания и непериодические изменения. Упомянем здесь лишь некоторые общие положения.

Преобладающее влияние на изменчивость ветра оказывают непериодические процессы – процессы развития и перемещения циклонов (а также связанных с ними атмосферных фронтов) и антициклонов.

Зимой скорость ветра в целом выше, чем в летнее время. Изменчивость ветра в холодное полугодие также больше, чем в тёплое полугодие, что связано с более неоднородным полем атмосферного давления в холодный период по сравнению с периодом тёплым. В свою очередь это обусловлено тем, что зимой контрасты температур между низкими и высокими широтами выражены достаточно ярко. Атмосфера, находясь в таком неравновесном состоянии и стремясь к равновесию, формирует своё движение.

По мере приближения к субтропическому поясу высокого давления ослабляется циклоническая деятельность, что приводит к уменьшению изменчивости ветра.

Установлено, что в периоды усиления циклонической деятельности изменчивость вектора увеличивается, а в периоды устойчивых антициклонов – уменьшается.

В умеренных и высоких широтах, т.е. там, где наиболее выражена смена сезонов года, ярче проявляет себя и циклоническая деятельность. Вспомним, что циклон – область низкого давления, в которой встречаются разнородные, прежде всего в температурном отношении, воздушные массы.

Летом ветры слабее, как меньше и температурные контрасты между различными широтами. Речь не идёт об областях, над которыми в зимнее время погодные условия определяют обширные антициклоны. Так, на большей части азиатского континента в холодное полугодие господствует Азиатский антициклон. Высокие скорости ветра в этих условиях здесь можно наблюдать лишь во время перемещения по периферии данного антициклона циклонических образований. В таких случаях увеличение скорости ветра обусловлено разностью атмосферного давления над районами, находящимися под влиянием антициклона и давлением, связанным

с проходящим циклоном, а также расстоянием между центрами данных образований.

Ветер и его изменения оказывают очень сильное влияние на летательные аппараты. Особую опасность представляют собой слои со сдвигами ветра. Сдвиг ветра – это изменение скорости или направления ветра (или того и другого вместе) в горизонтальном или вертикальном направлении. В таких слоях самолёт или вертолёт могут испытывать сильную болтанку.

Ветер – неисчерпаемый источник энергии. С глубокой древности люди использовали силу ветра не только для передвижения по морю, но и для ветряных мельниц.

Вместе с тем, хотя ветер может обладать большой энергией, эту энергию не всегда возможно использовать. Дело в том, что ветер, зависящий от особенностей поля давления, непостоянен и по направлению, и по скорости. Более того, ветер может принимать экстремальные значения – быть близким к штилевым (около нуля м/с) или к очень большим значениям в течение длительного времени в одном и том же месте. В таких условиях весьма сложно создать такую конструкцию, которая могла бы использовать и слабый ветер, и ветер большой силы. В этой же местности ветер может быть порывистым, что ещё более усложняет инженерное творчество, направленное на реализацию ветроэнергетики.

Сегодня люди научились запасать энергию ветра механическим и электрическим методами. В случае механического способа вращаемое ветром колесо приводит в действие насосы. Эти насосы в свою очередь накачивают воду из водоёма в резервуары, расположенные на высоком месте. Двигатели приводятся в действие при выпуске воды из этих резервуаров. Запасённая в ней энергия может использоваться по мере надобности.

В случае электрического способа энергия ветра переводится в электрическую энергию и запасается в аккумуляторах, откуда она по мере надобности может быть получена и использована.

Ветроэнергетика хороша тем, что не оставляет каких-либо вредных воздействий в процессе и после её использования.

Итак, современные ветродвигатели качают воду, причём с достаточно больших глубин, приводят в движение различные машины, вырабатывают электрическую энергию. Использование ветроэнергетики особенно важно в труднодоступных районах и там, где нет непрерывной потребности в электроэнергии.

Ветер участвует и в круговороте воды в природе. Он переносит испаряющуюся с подстилающей поверхности влагу и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях.

7.4. Местные ветры

Местные ветры, как понятно из их названия, – это ветры в ограниченном районе, обладающие какими-либо характерными особенностями, связанными с физико-географическими параметрами данного района. Эти ветры не относятся к элементам общей циркуляции атмосферы и нередко перекрываются течением самой общей циркулирующей атмосферы.

Местные ветры могут быть:

1) результатом воздействия (обычно усиливающего) местной топографии или орографии на течение общей циркуляции атмосферы (фён, бора, мистраль, ветер перевалов, каньонный ветер и т.п.);

2) проявлением местной циркуляции, не связанной с общей циркуляцией атмосферы (бризы, горно-долинные ветры);

3) проявлением конвекции, иногда вихревого характера (пыльная буря, хабуб);

4) проявлением общей циркуляции атмосферы в районах, отличающихся какими-либо особыми свойствами, например, сухостью, запылённостью, низкой температурой и т.п. (буран, афганец, сирокко, хамсин).

Часто местные ветры в различных районах имеют свои названия.

Рассмотрим наиболее известные и часто наблюдающиеся местные ветры.

Фён – ветер с достаточно высокой температурой, но пониженной влажностью воздуха. Такой ветер временами дует с гор в долины.

Фён возникает, если на пути воздушного течения находится орографическое препятствие. За этим препятствием воздух опускается вниз по его подветренному склону.

Такое движение воздуха совершает при условии отсутствия неустойчивости атмосферы. Если же атмосфера неустойчива, то воздух будет подниматься и дальше, над вершиной горного препятствия.

Предположим, что атмосфера устойчива. Поскольку воздух движется в этом случае вниз, в сторону более высокого атмосферного давления (атмосферное давление убывает с высотой), то происходит его сжатие, внутренняя энергия воздуха при этом увеличивается, следовательно, повышается температура [2]. Такой процесс происходит без притока тепла к опускающемуся воздуху, т.е. адиабатически. При нагревании воздух удаляется от состояния насыщения водяным паром, его относительная влажность понижается [1, 2]. В результате воздух после опускания становится тёплым и сухим. Различие между значениями температуры воздуха, начавшего подъём по наветренному склону, и температуры того же воздуха, опустившегося по подветренному склону, рассматривается в «Физической метеорологии» в разделе «Термодинамика» [2].

Если до опускания по подветренному склону воздух ещё и поднимался по наветренному склону, и на наветренном склоне образовались облака и выпали осадки, то воздух после опускания становится особенно сухим.

Воздух, встречая на своём пути орографическое препятствие, совершает вынужденный подъём. Поднимаясь по склону, воздух расширяется, двигаясь в сторону более низкого давления, и вслед-

ствие этого охлаждается, затрачивая свою внутреннюю энергию на работу расширения. При охлаждении воздух приближается к состоянию насыщения. Достигнув этого состояния, воздух, продолжая подниматься, охладится настолько, что при этой температуре некоторое количество водяного пара оказывается «лишним». Вспомним, что при каждой определённой температуре воздух может содержать количество водяного пара, ограниченное значением упругости насыщения (E), соответствующим этой температуре. Как только будет достигнуто значение упругости насыщения, при дальнейшем охлаждении «лишняя» часть водяного пара будет переведена в другое фазовое состояние. Так и начинается процесс облакообразования на наветренной стороне горного препятствия.

Фёны наблюдаются во всех горных системах, во всех местностях со сложным рельефом. Чаще всего они продолжаются менее суток, но иногда наблюдаются в течение нескольких суток.

Фёны оказывают большое влияние на динамику ледников, на снежный покров, ускоряя их таяние. В летнее время фёны оказывают вредное иссушающее влияние на растительность.

В местностях, где невысокий горный хребет граничит с морем или иным достаточно крупным водоёмом, нередко в холодный период наблюдается бора. Бора – это сильный и порывистый ветер, направленный вниз по горному склону и приносящий значительные похолодания.

В зимнее время континент сильно охлаждается, а воздух над ним, отдавая своё тепло этой подстилающей поверхности, тоже становится очень холодным. Переваливая через хребет, холодный воздух приобретает большую нисходящую скорость вследствие двух причин:

а) разности атмосферного давления над охлаждённой сушей и менее холодной поверхностью воды (воздух всегда перемещается из области более высокого давления в сторону более низкого, т.к. любая система стремится к равновесию, поэтому и атмосфера стремится выровнять своё поле давления); в данном случае перемещение воздуха происходит от суши к воде;

б) под действием силы тяжести, поскольку охлаждённый над сушей тяжёлый воздух в данной ситуации оказывается расположенным выше, чем воздух тёплый.

Бора наблюдается во многих районах, в частности, в Новороссийске (норд-ост или новороссийская бора), новоземельская бора (на Новой Земле), на берегах Байкала (сарма), начиная с долины и устья реки Сармы, впадающей в Байкал, и в других районах.

Похолодание при боре связано с низкой температурой вторгающегося воздуха. Понятно, что при опускании по горному склону воздух несколько нагревается (при движении вниз происходит сжатие воздуха и увеличение его внутренней энергии), однако в данном случае нагревание из-за небольшой высоты горного препятствия невелико. В результате опустившийся воздух оказывается значительно холоднее, чем воздух, занимавший приморский район до боры.

Максимальная скорость ветра при боре может быть очень большой – 40 м/с в Новороссийске (половина случаев боры наблюдается со скоростью не менее 20 м/с), до 60 м/с и даже более – на Мархотском перевале (вблизи Новороссийска).

Бора приводит к обледенению и даже гибели морских судов, причиной разрушения различных объектов на побережье. Очевидцы говорят, что картина ситуации при боре более, чем безрадостная: с гор несутся камни, ветер и камни сбивают с ног животных и людей; деформируется и разбивается всё, что встречается на пути этого ветра; волны и брызги при низкой температуре достигают предметов и замерзают на них; на берег выбрасываются различные предметы, даже суда.

Продолжительность боры составляет 1–3 суток, иногда до недели.

В тёплое время года бора может наблюдаться без понижения температуры или даже с её повышением, принимая характер фёна. Однако значительного повышения температуры не происходит, поскольку, как указывалось выше, в данном случае речь идёт о небольшом горном препятствии.

Сходство с борой имеет мистраль – сильный холодный ветер северо-западного направления на Средиземноморском побережье Франции. Мистраль дует с гор Севенн в долину реки Роны, причём, во все времена года.

Бриз – это ветер с суточной периодичностью, наблюдающийся над побережьями морей, больших озёр и даже больших и широких рек.

Суточная периодичность бриза проявляется в том, что дневной бриз сменяется ночным бризом.

Дневной бриз является морским, т.к. дует с моря на нагретое побережье. Ночной бриз является береговым, т.к. дует с охлаждённого побережья на море. Смена берегового бриза на бриз морской происходит незадолго до полуденных часов, а морского бриза на береговой – вечером.

Причиной бризов является разность в значениях атмосферного давления над берегом и морем. Разность же в значениях атмосферного давления создаётся за счёт неодинакового нагревания поверхностей суши и воды. Это связано с тем, что суша и вода обладают неодинаковыми теплофизическими свойствами. Так вода имеет большую теплоёмкость по сравнению с сушей. Это говорит о том, что требуется значительно больше солнечной энергии, чтобы вода прогрелась до такой же температуры за единицу времени, как и суша. Кроме того, вода, получив тепло от Солнца, распределяет его на значительные объёмы по сравнению с сушей, обладая большей теплопроводностью. В результате поверхности берега и большого водоёма имеют разные температуры, значения атмосферного давления над ними тоже разные.

Любая система стремится к равновесию, в том числе, в поле давления. Стремление к равновесию и приводит воздух в движение.

Днём атмосферное давление над поверхностью нагретого материка меньше, чем над поверхностью воды. Под влиянием разности давления в горизонтальном направлении воздух перемещается из

области избытка воздушных масс в область их недостатка, т.е. от воды, над которой наблюдается большее давление, к берегу, где атмосферное давление меньше. Такая картина складывается в слое, непосредственно прилегающем к подстилающей поверхности.

Если вода – море, то над сушей в дневные часы появляется запах солёной морской воды, который ощущается на достаточно больших расстояниях от моря.

В более высоких слоях направление движения воздуха между берегом и водой иное. Дело в том, что в тёплом и холодном воздухе давление падает с высотой неодинаково. В холодном воздухе давление падает с высотой быстрее [1, 2].

Днём над разогретым берегом атмосферное давление падает с высотой медленнее, чем над менее тёплой водой. В результате на некоторой высоте соотношение между атмосферным давлением над берегом и водой меняется относительно нижнего слоя. Иными словами, над водой давление оказывается меньшим, чем над нагретой сушей. Под влиянием этого фактора на некоторой высоте происходит отток воздуха от берега к воде. Этот перенос воздуха в обратном направлении относительно его движения в нижнем слое называется антибризом.

Итак, мы описали горизонтальные составляющие бризовой циркуляции, однако существуют и её вертикальные составляющие. В нижнем слое более тёплый и лёгкий воздух (в дневное время над нагретым берегом) совершает восходящее движение, а в более высоком слое, там, где осуществляется движение от берега к воде, более плотный и холодный воздух над водой опускается к её поверхности.

Таким образом, бризовая циркуляция состоит из двух разнонаправленных горизонтальных составляющих и двух разнонаправленных вертикальных составляющих (бриз, восходящее движение, антибриз, нисходящее движение).

В ночное время суша охлаждается больше, чем вода, поэтому картина бризовой циркуляции противоположна картине её дневной циркуляции. В нижнем слое ветер дует от берега к воде, над

водой наблюдаются восходящие движения более тёплого и лёгкого воздуха до некоторого уровня, на котором ветер имеет направление от воды в сторону берега, а более холодный воздух над берегом опускается к его поверхности.

Слой, охваченный бризом, составляет несколько сотен метров, сильно изменяясь по значениям мощности (толщины слоя) в зависимости от степени прогревания или охлаждения берега.

По горизонтали бризы проникают на десятки километров от береговой линии. Наибольшее развитие бризы получают летом в период антициклонической погоды.

Бризы хорошо выражены в тропических районах, где отмечается большое нагревание суши в дневные часы и её остывание ночью по сравнению с водой, однако эти местные ветры отмечаются и в других районах.

Бризы наблюдаются на берегах Чёрного, Белого, Каспийского, Азовского морей, на берегах озёр Ладожского, Онежского, Севана, Зайсана, Иссык-Куля и многих других водных объектов.

Отметим ещё раз, что причины, порождающие бризы, такие же, как и формирующие муссоны. Бризы и муссоны различаются периодом и масштабом проявления. Если муссоны могут считаться элементами общей циркуляции атмосферы, то бризы являются исключительно местным проявлением.

В горных долинах может наблюдаться горный бриз. Горный бриз – это циркуляция, связанная с обменом воздуха между двумя склонами, которые по-разному нагреваются.

Горно-долинные ветры наблюдаются в местах со сложным рельефом и подразделяются на два вида:

- а) собственно горно-долинные ветры;
- б) ветры склонов.

Собственно горно-долинный ветер представляет собой местную циркуляцию с суточным периодом в горных районах. Горно-долинные ветры возникают в результате различного нагревания и

охлаждения воздуха над хребтом и над долиной в разное время суток.

Днём с 9–10 часов и до захода Солнца наблюдается долинный ветер, направленный из долин в горы. Это связано с тем, что воздух поднимается из долин, вдоль обращённых к Солнцу и нагретых склонов, получая тепло от них и становясь более лёгким. На смену поднимающемуся воздуху сверху над долиной с некоторой высоты происходит опускание воздуха, имеющего более низкую температуру. Иными словами, на одной и той же высоте над поверхностью склонов воздух более нагрет, чем в стороне от склона, т.е. над долиной. Заметим также, что поднимающийся из долины воздух уменьшит давление в нижнем слое, а опускающийся над долиной воздух приведёт к увеличению давления на этом же уровне. Таким образом, складывается не только разность в значениях температуры воздуха, но и разность в значениях атмосферного давления. Понятно, что стремление к равновесию приведёт в свою очередь к перемещению воздуха от долины к склону. Разность в значениях давления складывается и на некоторой высоте, поскольку в тёплом воздухе (над склоном) давление падает с высотой медленнее, чем в воздухе холодном (над долиной). По этой причине на некоторой высоте более высокие значения давления будут отмечаться над склонами относительно соответствующих значений над долиной. В результате на этой высоте формируется движение воздуха от склонов к долине.

Таким образом, горно-долинная циркуляция в дневные часы имеет следующие составляющие: движение воздуха из долины вдоль склона вверх, перемещение воздуха от склона к долине на некоторой высоте, опускание его от этого уровня к поверхности долины и перемещение воздуха у поверхности долины в сторону склона.

Следует учесть, что долинный ветер, т.е. движение воздуха из долины вдоль склона в дневные часы, в полной мере проявляет себя в ясную антициклоническую погоду, когда возможен достаточно сильный нагрев склонов. Возникновение долинного ветра

запаздывает относительно восхода Солнца более, чем на 2 часа. Наиболее полного развития этот ветер достигает в послеполуденные часы. Ещё в 17 часов наблюдается долинный ветер, но уже в 19 часов – горный. В облачную погоду долинный ветер проявляется слабо, как и прогрев склонов.

Таким образом, долинный ветер может считаться ветром хорошей погоды. Чем сильнее прогреваются склоны, тем более мощный слой охвачен циркуляцией горно-долинного ветра.

Поток воздуха на некоторой высоте, обратный долинному ветру у подстилающей поверхности, такой же устойчивый, как и в нижнем слое, но имеет меньшую скорость.

В ночное время циркуляция полностью противоположна дневной циркуляции воздуха. Ночью дуют горные ветры, поскольку с гор в долины опускается более холодный и, следовательно, тяжёлый воздух. Более тёплый воздух от поверхности долины поднимается вверх до некоторого уровня, где перемещается по горизонтали к склону горы.

Горный ветер усиливается во вторую половину ночи и продолжается даже после восхода Солнца. Вместе с тем, этот ветер и значительно слабее, и менее устойчив, чем долинный ветер. В отличие от долинного ветра горный ветер может наблюдаться и при пасмурном небе, и даже при осадках. Другое отличие ночной циркуляции от циркуляции дневной заключается в том, что поток на некоторой высоте, обратный потоку горного ветра, нередко имеет скорость больше, чем скорость горного ветра.

В результате многочисленных наблюдений разных ветров во многих местностях земного шара было установлено, что обратный поток на некоторой высоте над потоком в нижнем слое является характерным свойством всех местных циркуляций.

Ветры склонов ограничены движением вдоль склона. Суточная периодичность проявляется направлением движения – днём воздух направлен вверх по нагретому склону в сравнительно тонком слое, а ночью воздух опускается по охлаждённому склону вниз.

Горно-долинные ветры наблюдаются преимущественно в ясную и тихую антициклоническую погоду, когда они не перекрываются общей циркуляцией атмосферы.

Пыльные и песчаные бури – это перенос больших сухих масс пыли или песка воздухом при достаточно большой скорости (часто не менее 15 м/с) с поверхностей сильно нагретых поверхностей, свободных от растительности. Замутняя атмосферу твёрдыми аэрозолями, пыльные бури сильно снижают дальность видимости и засыпают различные объекты на земле. Эти местные ветры формируются в местах с лёгкой почвой. Чаще всего такая почва – песок, который, благодаря малой теплоёмкости, быстро и сильно нагревается.

Пыльные и песчаные бури наблюдаются в пустынях Туранской низменности, в Предкавказье, на юге Украины, в Китае, США, в пустынях Сахаре и Гоби. Эти местные ветры наносят большой вред сельскому хозяйству – засыпают посевы, выдувают верхние слои почвы, часто вместе с семенами и даже с молодыми растениями. Пыль и песок, попавшие в атмосферу, делают опасными движение любого транспорта, особенно полёты самолётов. Пыль и песок могут переноситься на большие расстояния от места их подъёма в атмосферу и затем выпадать вдали от их источника (иногда за тысячи километров).

Хабуб – это сильная песчаная или пыльная буря в Судане. Возможно, этот местный ветер связан с вторжением холодных воздушных масс, которые впоследствии прогреваются, причём настолько, что формируются сильные восходящие движения, с которыми пыль и песок поднимаются вверх.

Буран – это ветер на азиатской территории нашей страны, который наблюдается при низких температурах воздуха, сильном ветре и метели.

Афганец – это очень пыльный местный ветер юго-западного направления. Он дует по верхнему течению реки Аму-Дарьи. Афганец обусловлен вторжением холодных воздушных масс на тер-

риторию Туранской низменности. Этот местный ветер наблюдается непосредственно перед холодным фронтом, а после его прохождения прекращается.

Сирокко – это тёплый местный ветер в Средиземноморском бассейне. Интересно, что этот ветер в разных местностях имеет разные характеристики. Так в Италии сирокко – тёплый и влажный ветер южного или юго-восточного направления, поскольку в этом случае воздух поступает с моря. Иногда, спускаясь с гор, этот ветер принимает характер сухого фёна. Однако в Аравии, Палестине и Месопотамии сирокко очень сухи и несут много пыли и песка, поскольку воздух в данном случае поступает с перегретого континента, имеющего песчаную подстилающую поверхность.

Хамсин – это сухой и жаркий местный ветер южного направления на северо-востоке Африки. Воздух поступает в эту местность, пройдя большие расстояния над континентом. Он переносит очень большое количество песка и пыли, сильно снижая видимость.

Суховеи – это сухие и горячие ветры, при которых температура воздуха принимает значения более 25°C, но может быть и до 35–40°C, а скорость составляет 5–20 м/с. Такие ветры иссушают почву, растительность, слизистые оболочки у животных и человека, нарушают водный обмен у этих организмов.

7.5. Смерчи

Смерч – это сильный маломасштабный вихрь. Вихрь является вертикальным, поскольку имеет почти вертикальную или несколько изогнутую ось. Эти вертикальные вихри имеют диаметры в несколько десятков метров (20–100 м), а иногда и больше (1–2 км), с большой вертикальной составляющей скорости.

Замечено, что диаметр смерча над сушей значительно больше, чем над водной поверхностью. Степень неустойчивости над сушей тоже выше, чем над водой, из-за малой теплоёмкости и теплопроводности почв. Поверхности почв больше нагреваются, чем вода,

воздух над ними тоже оказывается более тёплым, а более высокие слои имеют заметно более низкие значения температур. Над водой разность температур в более низких и высоких слоях не так велика, как над сушей, поэтому над континентами смерчи получают большее развитие, чем над водой, при прочих равных условиях.

Давление в центре видимого столба смерча значительно ниже относительно окружающего воздуха. Обращает на себя внимание и разность давления между центральными частями вихря и его периферийными частями. Именно большая разность в значениях давления на малых расстояниях представляет собой разрушительную силу, которая приводит к разрушению домов и других объектов, поломке деревьев и даже выворачиванию их вместе с корневой системой из почвы. Вращение воздуха в смерчах имеет большую вертикальную составляющую. Под влиянием большой скорости вращения внутри вихря развивается центробежная сила, в результате проявления которой давление в нём заметно понижается.

При быстром прохождении смерча (тромба) значения более низкого давления в нём при значительно большем давлении внутри зданий не успевают выравняться. Воздух из зданий может «вырваться» наружу с большой скоростью, здания при этом как будто взрываются изнутри. В это время рушатся стены и крыши домов, вылетают стёкла и даже оконные рамы со стёклами. Таким способом воздух стремится выровнять атмосферное давление. По этой же причине изнутри могут взрываться шины, бидоны, газовые баллоны.

Смерчи могут проложить просеки в лесах, удивляя лесников.

Смерчи существуют от нескольких минут до нескольких часов. За это время они проходят весьма большие расстояния и могут принести различные разрушения. Скорости этих разрушительных ветров велики и иногда достигают 100–200 м/с (300–700 км/ч). Траектория их перемещения составляет несколько сотен километров, а ширина зоны разрушения соответствует диаметру самих вихрей.

Условия образования смерчей – большая неустойчивость атмосферы в слоях примерно до 2 км от подстилающей поверхности. Смерчи бывают и над сушей, и над водой. В летнее время в тех местах, где наблюдается жаркая погода, подстилающая поверхность и воздух над ней сильно нагреваются. В этой ситуации нижний слой воздуха оказывается значительно теплее верхних слоёв, поскольку именно этот слой поглощает наибольшую часть теплового потока от подстилающей поверхности в силу своего положения и наибольшей плотности. В результате создаётся неравновесное состояние системы, какой является нижняя атмосфера. Стремление к равновесию и приводит к образованию смерчей.

В атмосфере указанное состояние называется неустойчивым и характеризуется целым рядом проявлений. В частности, именно в такой атмосфере образуются кучево-дождевые облака. С этими облаками при очень большой неустойчивости воздуха и связаны вертикальные или несколько наклонённые к горизонту видимые столбы вихревого движения, такие своеобразные воронкообразные воздушные возмущения – смерчи.

Внешний вид смерча – опускающийся к подстилающей поверхности от кучево-дождевого облака облачный столб, имеющий наименьшую ширину примерно в центре столба. Иногда данный столб имеет конусообразный вид. От подстилающей поверхности к нему поднимается другой столб.

Последовательность событий следующая. Сначала воронка в виде хобота опускается из кучево-дождевого облака. Вихревое движение передаётся окружающим массам воздуха. С приближением смерча к подстилающей поверхности навстречу ему поднимается столб из водяных брызг или песка и пыли (в зависимости от характера подстилающей поверхности).

В столб смерча из-за вихревого движения в нём вовлекаются различные предметы. Они от подстилающей поверхности по круговым траекториям с большой скоростью потока тёплого воздуха перемещаются в направлении основания кучево-дождевого облака,

к месту, под которым данный смерч возник. В зависимости от вертикальной скорости в смерче и массы поднимаемых объектов последние проходят то или иное расстояние в указанном направлении. Из-за очень сильного ветра в воздух могут быть подняты крыши и другие части домов, автомобили и их части, мосты, камни, трава, животные и даже люди. Смерч может поднять в воздух тяжёлый самолёт и затем бросить его вниз. Понятно, что мелкие предметы вовлекаются в облако и проходят в нём определённое расстояние.

Вихри через определённый промежуток времени теряют свою энергию и разрушаются. Тогда «успокаивающиеся» вихри выбрасывают на землю или на воду всё, что ранее (и на другой территории) затащили в свою систему. В этом случае наблюдается любопытная картина – сверху выпадают неожиданные предметы, иногда вместе с дождём.

Поскольку смерч перемещается вместе с кучево-дождевым облаком, его породившим, он вовлекает в своё движение всё, что встречается на пути.

В некоторых случаях смерчи разбрасывают деревья и различные предметы в разные стороны, могут опрокинуть тяжёлые машины, постройки без фундамента.

Смерчи могут забирать в свою систему большое количество воды тех водоёмов, которые встречаются на их пути.

Из одного кучево-дождевого облака может опуститься несколько смерчей. Такой процесс наблюдается при очень большой неустойчивости атмосферы.

Над определёнными территориями смерчи имеют свои названия. Над США они называются торнадо, над морем – водяные смерчи над сушей, в частности, над Западной Европой – тромбы. Над США торнадо наблюдаются очень часто и обладают исключительно разрушительной силой.

Может показаться удивительным факт частой повторяемости смерчей на побережье Антарктиды. Они возникают на стыке более

тёплого и влажного воздуха с моря и холодного сухого воздуха, стекающего с большой скоростью с ледяного склона.

Смерчи наблюдаются в обоих полушариях. Всё-таки наибольшее количество смерчей регистрируется в центральных районах США.

7.6. Причины движения атмосферы

Причины движения в любой среде, является, как уже упоминалось, неравновесное состояние этой среды. Неоднородность её в горизонтальном направлении создаст движения в этой среде по горизонтали, а неоднородность в вертикальном направлении – вертикальные движения. Атмосфера является очень неоднородной средой в поле плотности и атмосферного давления и в горизонтальном направлении, и в вертикальном направлении. Причиной такой неоднородности являются контрасты температур, о чём речь шла выше.

В такой неоднородной среде, какой является атмосфера, конечно же, развиваются различные по скорости, направлению и характеру движения, направленные на выравнивание её свойств (всякая система стремится к равновесию).

Динамика атмосферных движений определяется тремя силами – силой градиента атмосферного давления, силой Кориолиса и силой трения.

Градиент атмосферного давления – это мера изменения метеорологической величины в пространстве. Как уже упоминалось выше, в атмосфере происходит движение из области высокого давления в область низкого давления, так как барический градиент давления направлен по нормали к изобаре в сторону убывания давления. Чем больше разность значений давления на двух соседних изобарах и чем ближе эти изобары расположены, тем выше значение барического градиента. Чем больше значение горизонтального градиента давления, тем выше скорость перемещения воздуха по горизонтали.

При движении воздух испытывает влияние силы Кориолиса и силы трения. Сила Кориолиса отклоняет движущийся воздух вправо от направления его движения, а сила трения тормозит движение воздуха.

Возникновение отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса) связано с вращением нашей планеты вокруг своей оси. Под действием этой силы ветер дует не вдоль направления градиента давления, т.е. от области высокого давления к области низкого давления, а отклоняется от него в северном полушарии вправо, а в южном полушарии – влево. Отклоняющая сила вращения Земли не влияет на значение скорости движения воздуха относительно Земли, изменяя лишь направление движущихся частиц. Эта сила всегда направлена перпендикулярно к траектории движения.

Следует заметить, что из-за влияния отклоняющей силы вращения Земли выравнивание неоднородностей в распределении давления происходит замедленно, поскольку движение воздуха осуществляется не из области высокого давления в область более низкого, а под прямым углом к этому направлению.

Равнодействующая силы барического градиента и силы Кориолиса порождает геострофический ветер. При равномерном движении указанные силы действуют в противоположных направлениях. Они уравниваются, поэтому геострофический ветер направлен вдоль изобар. Низкое давление находится в северном полушарии справа, а в южном полушарии – слева от направления движения. Что касается скорости геострофического ветра, то она прямо пропорциональна величине горизонтального градиента давления – чем гуще расположены изобары относительно друг друга, тем сильнее этот ветер.

Таким образом, геострофический ветер представляет собой равномерное прямолинейное горизонтальное движение воздуха при условии отсутствия силы трения при равновесии силы горизонтального барического градиента и отклоняющей силы враще-

ния Земли. На высоте примерно 1 км и выше движение воздуха осуществляется почти вдоль изобар.

Заметим, что геострофический ветер – это частный случай так называемого градиентного ветра. Иными словами, если радиус кривизны изобар равен нулю (изобары можно представить как прямые линии), то геострофический ветер и есть градиентный ветер.

Градиентный ветер в реальной атмосфере является достаточно точным приближением к ветру в свободной атмосфере и также в случаях циклонов и антициклонов, т.е. тогда, когда радиус кривизны не равен нулю. Градиентный ветер направлен вдоль параллельных изобар (изобары являются концентрическими окружностями). Поскольку в общем случае кривизна изобар нулю не равна, следует учесть ещё и центробежную силу (центробежная сила появляется в условиях криволинейного движения).

В результате в общем случае градиентного ветра сила барического градиента в горизонтальной плоскости уравнивается отклоняющей силой вращения Земли и центробежной силой. Векторы всех указанных сил расположены на одной прямой, поэтому градиентный ветер и направлен вдоль изобар.

Ещё раз подчеркнём, что и градиентный ветер, и геострофический ветер, как частный случай градиентного ветра, рассматриваются без учёта трения. Понятно, что говорить об этих ветрах как о ветрах реальных можно только в пределах свободной атмосферы, где силой трения возможно пренебречь. Тогда в любом случае – и при прямолинейном расположении изобар, и при их криволинейном расположении действительный ветер направлен вдоль изобар. Если же речь идёт о слоях в пограничном слое, особенно в приземном слое, то влияние сил трения учитывать необходимо.

В этом случае действительный ветер пересекает изобары под некоторым углом. Так в нижних слоях северного полушария в циклонах циркуляция направлена не только против часовой стрелки, но и к центру этого образования. В антициклонах циркуляция

воздуха в северном полушарии наблюдается не просто по часовой стрелке, а ещё и от центра образования к его периферии.

В слое трения отклонение ветра от изобар происходит под углом $20\text{--}30^\circ$. При этом трение над сушей больше, чем над морем.

Сила трения ослабляет воздушный поток из-за его контакта с шероховатой подстилающей поверхностью. Самое большое значение силы трения прослеживается непосредственно над подстилающей поверхностью.

У самой подстилающей поверхности скорость ветра практически равна нулю. Конечно же, речь идёт о среднем поступательном движении. Дело в том, что отдельные частицы воздуха совершают разнонаправленные движения. Алгебраическая сумма скоростей таких отдельных частиц и приводит практически к нулевому значению среднего поступательного движения непосредственно у подстилающей поверхности.

Если указанные частицы воздуха из нижнего слоя попадут в более высокий слой, где скорости движения выше, то они вызовут торможение других частиц, имеющих в этих слоях более высокие скорости.

В атмосфере действуют силы турбулентного трения, которые на несколько порядков больше сил молекулярного трения. Это связано с тем, что в атмосфере основная роль в передаче торможения от подстилающей поверхности вверх принадлежит не отдельным молекулам, а отдельным массам или объёмам воздуха, совершающим собственное движение относительно общего потока. Именно в этом проявляется турбулентный (неупорядоченный) характер движения атмосферы.

Сила трения всегда направлена в сторону, противоположную направлению ветра и пропорциональна скорости движения. Эта сила не только уменьшает скорость движения воздушных частиц, но и угол между направлением барического градиента и направлением ветра. В нижнем слое, прилегающем к подстилающей поверхности, т.е. там, где непременно учитывается сила трения, в

случае прямолинейных изобар сила барического градиента уравновешивается равнодействующей двух сил – отклоняющей силы вращения Земли и силы трения.

При удалении от подстилающей поверхности вверх значение силы трения убывает. На высоте 1–2 км эту силу можно в первом приближении уже не учитывать. Указанный нижний слой толщиной 1–2 км от подстилающей поверхности, в котором существенную роль играет сила турбулентного трения, называется планетарным пограничным слоем.

Убывание значения силы турбулентного трения с высотой приводит к тому, что ветер с высотой усиливается. Кроме того, как уже было указано выше, ветер в северном полушарии поворачивает вправо под влиянием отклоняющей силы Кориолиса (в южном полушарии – влево).

Данные тенденции проявляют себя до уровня верхней границы планетарного пограничного слоя, где сила трения становится равной нулю. Выше этого уровня расположена так называемая свободная атмосфера, в которой, как было указано выше, при отсутствии силы трения сила градиента давления при прямолинейном движении уравновешивается силой Кориолиса.

В самых высоких слоях атмосферы, кроме сил барического градиента, силы Кориолиса, центробежной силы и силы трения, на движение воздушных частиц оказывают влияние ещё и гравитационное притяжение Солнца и Луны, процессы ионизации и возбуждения частиц, а также некоторые другие факторы.

Мы рассмотрели движение воздуха в горизонтальном направлении и причины, порождающие такое движение. Обратим теперь внимание на вертикальные движения воздуха.

Вертикальные движения воздуха в атмосфере очень важны. Они могут привести к формированию облаков и осадков, если эти движения восходящие, к размыванию облаков, а иногда – к началу выпадения осадков, например, из кучево-дождевых облаков, при нисходящих движениях.

При восходящих движениях воздух охлаждается из-за совершения им работы расширения и приближается к состоянию насыщения водяным паром. После достижения воздухом этого состояния продолжение его подъёма приводит к фазовому переходу, что и служит началом образования облаков. Причина расширения поднимающегося объёма воздуха заключается в уменьшении давления окружающих его масс воздуха, поскольку давление с высотой падает. Встречая меньшие значения давления со стороны частиц газа, окружающих поднимающийся воздух, этот объём газа стремится занять большие объёмы, чем до его подъёма.

Подъём воздуха может происходить:

1) наклонно, т.е. под малыми углами к горизонту, при скоростях восходящих потоков воздуха 2–8 см/с вдоль поверхности атмосферного фронта; в таких случаях образуются слоистообразные облака – ярусные облака фронтального типа;

2) вертикально, т.е. с большими скоростями восходящих потоков воздуха, которые достигают 2–5 м/с, а иногда – и нескольких десятков метров в секунду; в этих случаях образуются кучевообразные облака – кучевые и кучево-дождевые облака; последние могут быть и фронтального, и внутримассового происхождения;

3) в гребнях волн при волнообразном движении воздуха.

Облака, формирующиеся внутри одной воздушной массы, называют внутримассовыми. Облака, образующиеся в зоне соприкосновения двух воздушных масс, т.е. в зоне атмосферного фронта, называют фронтальными, а облака, возникающие в условиях сложного рельефа, – орографическими.

Направление вертикальных движений в атмосфере в различных синоптических ситуациях рассматривается в других дисциплинах – динамической метеорологии и синоптической метеорологии. В настоящем пособии назовём лишь три основных фактора, обуславливающих вертикальные движения воздуха:

1) динамический фактор – нисходящие движения в усиливающихся антициклонах и восходящие движения в углубляющихся

циклонах; речь идёт об антициклонах, в которых атмосферное давление растёт, и о циклонах, в которых атмосферное давление падает; заметим, что в целом для циклонов характерны восходящие движения, для антициклонов – нисходящие, однако в разных слоях этих образований направление вертикальных движений, как и фактор их обуславливающий, зависит от стадии развития циклонов и антициклонов;

2) адвективный фактор – при своём распространении (адвекция – горизонтальное перемещение воздуха) тёплый воздух стремится двигаться с восходящей составляющей, холодный – с нисходящей составляющей;

3) местные влияния, которыми могут являться, например, влияния особенностей подстилающей поверхности.

Поскольку главной причиной движений в атмосфере является наличие неоднородностей в полях метеорологических величин, главным источником энергии всех движений в атмосфере является поступающая к нашей планете солнечная радиация.

8. СВОЙСТВА ВОДЫ, ЕЁ ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ В АТМОСФЕРЕ. ОБЛАКА И ОСАДКИ

В земной атмосфере вода может находиться в трёх фазовых состояниях – водяной пар, капли и кристаллы различных форм.

Источником водяного пара в атмосфере является подстилающая поверхность – с поверхностью океанов, морей, озёр, рек, болот, влажной почвы, растительного покрова (растения испаряют очень много влаги), поверхностей льда и снега. Влага, испарившись с указанных поверхностей, с помощью движений различного характера попадает в атмосферу. Конечно же, больше всего испаряется влаги с поверхностей морей и океанов, которые занимают около 71% всей поверхности земного шара.

Заметим, что испарение может происходить и с жидких аэрозолей, прежде всего с облачных частиц и с выпадающих осадков.

Скорость испарения зависит от температуры, влажности воздуха, скорости ветра, свойств подстилающей поверхности, а при испарении с частиц туманов, облаков, осадков – от фазового состояния и формы этих частиц, от их химического состава.

Главная зависимость скорости испарения – это зависимость от температуры. В общих чертах скорость испарения повторяет ход температуры.

Хотя в атмосфере вода может находиться в трёх фазовых состояниях, попадает она в неё, как указано выше, как правило, в виде водяного пара. Лишь тогда, когда водяной пар достигнет максимального собственного давления, что представляет собой определённое значение для каждой данной температуры, возможен фазовый переход. Собственное (или парциальное) давление водяного пара является частью общего атмосферного давления, которое

представляет собой сумму всех парциальных давлений входящих в воздух газов. Максимальное парциальное давление для каждой температуры (или максимальная упругость водяного пара) называется упругостью насыщения.

Упругость насыщения достигается потому, что испарение не может происходить бесконечно, поскольку атмосфера принимает водяной пар до определённого предела. Если же в атмосферу поступает водяной пар после того, как достигнуто состояние насыщения, этот излишек водяного пара будет переведён атмосферой в иную фазу – жидкую или твёрдую (атмосфера не терпит перенасыщения водяным паром).

При низкой температуре насыщение воздуха водяным паром достигается быстро – при небольшом количестве водяного пара. Для насыщения воздуха с высокой температурой водяным паром потребуется большое количество водяного пара. Действительно, когда мы хотим высушить что-нибудь влажное, мы помещаем этот предмет в тёплое помещение – тёплый воздух будет принимать водяной пар в большом количестве.

Итак, состояние насыщения может быть достигнуто либо посредством увеличения количества водяного пара в атмосфере, что связано с испарением, в ходе которого водяной пар в атмосферу поступает, либо с понижением температуры воздуха, так как при более низких температурах требуется меньше водяного пара для достижения состояния насыщения водяным паром слоями атмосферы.

Фазовые переходы влияют не только на режим влажности атмосферы, но и на её тепловой режим – при фазовых переходах поглощается или выделяется скрытое тепло (скрытое тепло испарения, конденсации, сублимации, кристаллизации).

Фазовые переходы происходят постоянно. Молекулы водяного пара могут возвращаться в жидкость. Если температура жидкости повышается, то число уходящих из жидкости частиц больше, чем число частиц, возвращающихся в жидкость. В этом случае происходит испарение жидкости.

При понижении температуры происходит увеличение количества возвращающихся частиц по сравнению с числом уходящих частиц из жидкости. Это обуславливает процесс конденсации.

Если же число уходящих от поверхности жидкости частиц становится равным числу возвращающихся в неё частиц, достигается динамическое равновесие. В таком случае водяной пар становится насыщенным, а воздух, содержащий такой пар, является воздухом, насыщенным водяным паром.

Впрочем, возможен фазовый переход из пара не только в жидкое состояние и обратно, но и в твёрдое состояние, минуя жидкую фазу (сублимация водяного пара), и обратно (возгонка).

Представим теперь, что воздух достиг состояния насыщения водяным паром при определённой температуре, после чего температура воздуха понизилась. Тогда в этом воздухе появится «лишний» водяной пар, который воздух тут же переведёт в другое фазовое состояние. При этом неважно, произойдёт указанное понижение температуры во времени или в пространстве.

Предположим, что понижение температуры произошло в течение ночи в конце лета или осенью в условиях увеличивающихся ночных часов при ясном небе. Тогда возможно образование росы – жидкого осадка на шероховатых и плохо проводящих тепло поверхностях предметов – траве, листьях деревьев, почве, крышах строений, заборах, досках на земле и т.п. Иногда роса образуется и весной.

Образование росы в летние ночи предохраняет растительность от заморозков, а в осенние и весенние ночи – уменьшает их опасность. Это связано с тем, что при конденсации водяного пара выделяется скрытая теплота конденсации, что замедляет или даже приостанавливает дальнейшее охлаждение почвы и её предметов.

В этих же условиях, но при отрицательных температурах может образоваться иней.

Понижение температуры возможно и при подъёме воздуха (посредством как упорядоченных, так и неупорядоченных восходящих движений). В любом случае, воздух при движении в сторону

более низкого давления (атмосферное давление с высотой падает) расширяется. На работу расширения затрачивается его внутренняя энергия, в результате чего температура воздуха понижается. Если при подъёме воздуха и связанным с ним понижением температуры этот воздух уже достиг состояния насыщения, но продолжает подниматься и охлаждаться, то в нём образуется «лишний» водяной пар. Это связано с тем, что при более низкой температуре воздуха требуется меньшее количество водяного пара для достижения состояния насыщения. Состояние перенасыщения водяным паром для атмосферы не характерно, «лишний» водяной пар атмосфера переведёт в другое фазовое состояние. Продолжение этого процесса приведёт к образованию облаков.

Таким образом, восходящие движения потенциально являются облакообразующими. Лишь в случаях большой сухости атмосферы при развитых восходящих движениях наблюдается ясное небо.

8.1. Физические и химические свойства воды

Вода – вещество и привычное, и необычное. Необычен способ объединения атома кислорода и двух атомов водорода в молекулу. В каждой отдельной молекуле ядра водорода и кислорода расположены относительно друг друга так, что образуют равнобедренный треугольник с более крупным ядром кислорода на вершине и двумя более мелкими ядрами водорода у основания. При этом атомы водорода находятся под углом 105° относительно друг друга.

Указанная особенность делает молекулу воды биполярной – электроны атомов водорода взаимодействуют с атомом кислорода и придают той стороне молекулы воды, на которой находятся атомы водорода, положительный заряд. Та сторона, на которой находится атом кислорода, заряжается отрицательно.

Биполярность молекул воды приводит к объединению этих молекул в целые крупные группы, поскольку противоположные заряды разных сторон молекул воды создают взаимное притяжение.

В результате между соседними молекулами возникает достаточно сильная связь, которая называется водородной связью. Нарушить такую связь не так-то просто. Чтобы эту связь разорвать, необходима большая энергия. Именно поэтому вода имеет большую теплоёмкость. Благодаря этому свойству вода долго нагревается и является мощным энергоносителем на нашей планете. Она поглощает очень много тепла, существенно не нагреваясь, и медленно охлаждается. Вода выступает в роли регулятора температуры, сглаживая за счёт своей большой теплоёмкости резкие колебания температуры в окружающей нас природе.

У большинства веществ после плавления кристалла теплоёмкость жидкости увеличивается незначительно (не более, чем на 10%). У воды после плавления льда теплоёмкость увеличивается в 2 раза.

У воды очень высокая теплота парообразования.

Из-за биполярности молекул воды температура кипения имеет более высокие значения, чем можно было бы ожидать от этого вещества. Иными словами, если бы не было водородной связи, температура кипения была бы значительно более низкой, чем в реальной действительности. Тогда в обычных условиях вода не могла бы находиться в жидком состоянии. В реальной же действительности это очень устойчивое вещество при самых обычных условиях может находиться не только в газообразном состоянии, но и в жидком, и твёрдом состояниях.

Сказанное подтверждают наблюдаемые облака, которые демонстрируют порой все три фазы воды в своём микрофизическом строении. Ещё раз подчеркнём, что вода является единственным веществом на нашей планете, которое в обычных условиях температуры и давления может находиться в трёх агрегатных состояниях.

Ещё одна особенность воды – расширение при замерзании, что отличает её от большинства других веществ. Обычно сжимаемость жидкости с ростом температуры увеличивается: при более высоких температурах жидкости имеют меньшую плотность, поэтому их легче сжать. Вода в отличие от них имеет аномалию в области

температур от 0 до 4°C. В данном диапазоне повышение температуры приводит не к увеличению объёма, а к его уменьшению. При температуре 4°C вода имеет наибольшую плотность. При дальнейшем понижении температуры воды расстояния между её молекулами начинают увеличиваться, поэтому вода расширяется. В результате плотность льда меньше плотности воды.

Все знают, что более лёгкий лёд плавает по поверхности воды. Если бы вода не обладала указанным удивительным свойством, водоёмы начинали бы замерзать от дна. В результате в зимний период водоёмы переходили бы в твёрдое состояние, и все живые организмы в них погибли бы.

В реальной действительности многие живые организмы благополучно зимуют в водоёмах под поверхностью льда.

Итак, у воды прослеживается аномалия плотности, аномалия двоякая. Действительно, во-первых, после таяния льда плотность вещества увеличивается и проходит через максимальное значение при температуре 4°C. Только после этого плотность воды уменьшается с ростом температуры. В других жидкостях плотность всегда уменьшается с ростом температуры. Это понятно, поскольку с ростом температуры увеличивается тепловая скорость движения молекул. При этом молекулы удаляются друг от друга, что и приводит к большей «рыхлости» связей в веществе.

Другая аномалия плотности воды состоит в том, что плотность воды больше плотности льда. В других веществах плотность жидкости при плавлении оказывается меньше, чем у кристалла. Это опять-таки понятно, поскольку в кристаллах молекулы расположены регулярно, обладая пространственной периодичностью, — это свойство кристаллов всех веществ.

Вместе с тем, обычно в кристаллах молекулы «плотно упакованы». После плавления кристалла регулярность в расположении молекул исчезает, «упаковка» молекул становится более «рыхлой», следовательно, плавление обычно сопровождается уменьшением плотности вещества. Строго говоря, это уменьшение плотно-

сти очень мало. При плавлении металлов, например, плотность уменьшается на 2–4%. Плотность же воды, мало того, что превышает плотность льда, так ещё и превышение это составляет 10%. Итак, скачок плотности при плавлении льда аномален не только по знаку, но и по величине.

Ещё одно удивительное свойство воды – высокое поверхностное натяжение (0,073 Н/м при температуре 20°C). Более высокое поверхностное натяжение имеет только ртуть, но, как известно, ртуть жидкостью не является. Это свойство проявляется в том, что вода всегда стремится сократить свою поверхность.

Из облаков выпадает вода в виде капель различных размеров. Высокое поверхностное натяжение позволяет воде принимать шарообразную форму, имеющую минимальную для каждого данного объёма поверхность.

В водоёмах молекулы воды поверхностного слоя, взаимодействуя друг с другом, создают упругую внешнюю плёнку. Из-за этой плёнки некоторые предметы, даже более тяжёлые, чем вода, не погружаются в неё. Некоторые насекомые передвигаются по поверхности воды, садятся на неё, как на твёрдую опору.

Одним из самых удивительных свойств воды является её жидкое переохлаждённое состояние при температурах ниже точки её замерзания. В то же время, хорошо известны явления переохлаждённой воды в капиллярах и узких зазорах почвы. В атмосфере такое состояние воды является тоже обычным: капли облаков, например, могут оставаться в жидком состоянии при достаточно низких отрицательных температурах [1–3]. При переохлаждении вода проявляет странное свойство для жидкости – по мере переохлаждения её плотность сильно уменьшается и приближается по значению к плотности льда.

Завершая обзор удивительных свойств воды, заметим, что вода является одним из самых универсальных растворителей. За продолжительное время в ней растворяется больше веществ, чем в любом другом растворителе в естественных условиях Земли. Сток

воды по поверхности суши ежегодно выносит в моря до 50 миллионов тонн различных веществ.

8.2. Облака. Процессы образования облаков

Итак, облака образуются в результате конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере.

По условиям образования все облака разделяются, прежде всего, на облака внутримассовые и фронтальные. Внутримассовые облака формируются в пределах одной и той же воздушной массы. Фронтальные облака образуются в зоне соприкосновения разнородных воздушных масс, т.е. в зоне атмосферных фронтов.

Назовём основные процессы, связанные с образованием внутримассовых облаков:

- 1) конвекция термического или динамического характера (возможно и совмещение этих двух характеров конвекции);
- 2) турбулентное, т.е. неупорядоченное, перемешивание воздуха;
- 3) радиационное выхолаживание подстилающей поверхности и прилегающего к ней воздуха в условиях ясного неба;
- 4) волновые движения в слоях атмосферы на различных высотах.

Образование фронтальных облаков обусловлено:

- 1) восходящим скольжением (при значительной горизонтальной составляющей тёплой воздушной массы вдоль клина холодной воздушной массы);
- 2) вертикальным восходящим движением тёплой воздушной массы, которая не успевает отодвигаться под натиском быстро перемещающейся холодной воздушной массы.

Фронтальные облака характеризуются более высокими значениями мощности и водности по сравнению с внутримассовыми облаками. Фронтальные облака формируются во фронтальных зонах. Фронтальная зона – это и есть раздел между двумя разнород-

ными воздушными массами. Крупномасштабные восходящие движения совершают большие в горизонтальном направлении и мощные в вертикальном направлении атмосферные объекты, какими являются воздушные массы. Указанные крупномасштабные движения во фронтальных зонах порождают облака большой мощности и водности.

Во фронтальных облаках формируются осадки, хотя, выпадая, они не всегда достигают подстилающей поверхности. Фронтальные осадки из фронтальных облаков с более низкой нижней границей подстилающей поверхности достигают, а из облаков с более высокой нижней границей – испаряются по пути к ней.

Внутримассовые облака термической конвекции формируются в восходящих потоках тёплого воздуха. Такие облака наблюдаются летом днём в ясную погоду, особенно над подстилающей поверхностью, нагретой неодинаково. Это чаще случается над неоднородной подстилающей поверхностью. Так поле или луг, или берег водоёма нагреваются больше, чем поверхность водоёма; лес вокруг поля или луга нагревается меньше. Тогда над более нагретыми участками подстилающей поверхности развиваются восходящие движения, а над менее нагретыми – компенсирующие их нисходящие движения.

Степень прогревания воздуха и уменьшение его плотности зависят от угла наклона солнечных лучей (т.е. от широты места, времени года и суток, и, следовательно, от продолжительности дня), от свойств подстилающей поверхности (от её теплофизических характеристик – теплоёмкости, теплопроводности, отражательных свойств).

В потоках восходящих движений тёплый воздух охлаждается, приближается к состоянию насыщения водяным паром и достигает этого состояния. Уровень, на котором воздух достигает состояния насыщения, называется уровнем конденсации. При дальнейшем подъёме воздуха понижение его температуры приводит уже к появлению излишков водяного пара при этой, более низкой, темпе-

ратуре. От уровня конденсации берут начало облака, которые над этим уровнем развиваются. Уровень конденсации практически совпадает с нижней границей облаков.

Промежуткам между облаками соответствуют нисходящие движения, так как воздух при движении в сторону большего давления нагревается и удаляется от состояния насыщения.

В условиях термической конвекции формируются конвективные облака – кучевые, а иногда и кучево-дождевые облака. Все-таки под влиянием данного фактора обычно формируются облака мелкой конвекции (кучевые плоские и кучевые средние облака), а для образования кучевых мощных и тем более кучево-дождевых требуется ещё и развитый турбулентный обмен (неупорядоченные движения). Известно, что форма облаков конвекции определяется степенью неоднородности подстилающей поверхности и степенью её нагрева. Это в свою очередь обусловит скорость восходящих движений.

Дело в том, что при большом нагреве подстилающей поверхности большой поток тепла получит и прилегающий к данной поверхности воздух. Слои воздуха, расположенные выше, получают тепла меньше. Тогда внизу окажется воздух более тёплый и с меньшей плотностью, чем сверху. Чем подстилающая поверхность нагрета сильнее, тем больше различие в значениях температуры и плотности между воздухом в нижних и верхних слоях. Понятно, что в данном случае система, включающая оба слоя, находится в неравновесном состоянии. Такая атмосфера является неустойчивой. Тогда воздух из нижнего слоя будет быстрее перемещаться вверх для приведения системы в равновесие. Компенсирующее движение более холодного и более плотного воздуха сверху вниз тоже будет осуществляться с большей скоростью.

Следует отметить, что конвективные облака над большими водоёмами, например над морями, могут начать формироваться не только днём, но и ночью. Ночью даже чаще, поскольку в это время вода теплее суши.

В условиях сложного рельефа над различно ориентированными склонами складываются разные условия. Восходящие движения формируются над обращёнными к Солнцу и более нагретыми склонами. Эти движения приводят к образованию облаков.

Возможны случаи, когда в самых нижних слоях температура воздуха слабо падает с высотой, почти не изменяется или даже растёт, а заметное падение температуры прослеживается только выше уровня 2 км. Тогда образуются облака среднего яруса, которые называются высоко-кучевые хлопьевидные и высоко-кучевые башенковидные облака. Эти облака тоже связаны с восходящими движениями, но в менее мощном слое и при меньшей скорости падения температуры с высотой, чем облака кучевые и тем более кучево-дождевые. Установлено, что описанная выше ситуация чаще встречается в тёплый период, когда облака имеют вид белых хлопьев или гряд, над которыми развиваются облачные элементы в виде башенок с различной высотой.

Облака динамической конвекции формируются в условиях сложного рельефа, либо в каких-либо случаях, связанных со сходимостью воздушных потоков в пределах одной и той же воздушной массы.

Пусть, двигаясь в горизонтальном направлении, воздух на своём пути встречает горное препятствие. Тогда этот воздух поднимается вдоль наветренных склонов. Поскольку воздух движется в сторону более низкого давления, он расширяется и, затрачивая энергию на работу расширения, охлаждается. Если воздух достаточно влажный, в нём начнётся образование облаков. Нередко над вершинами хребтов в дневные часы длительное время наблюдаются облака, которые будто бы «висят» в одном и том же месте. Такими облаками чаще всего тоже являются различные кучевые облака, которые к вечеру могут превратиться в облака кучево-дождевые.

Заметим, что оба вида конвекции нередко проявляют себя одновременно. Например, в случае развития мощных кучевых и особенно кучево-дождевых облаков над районом со сложным релье-

фом может наблюдаться и яркая термическая конвекция, и выраженная динамическая конвекция. В этом случае имеет место смешанная конвекция.

Облака турбулентности формируются при наличии неупорядоченных (турбулентных) движений. К этим облакам относятся, прежде всего, кучевые мощные и кучево-дождевые внутримассовые облака. К облакам турбулентности относятся и слоисто-кучевые облака. В случаях этих облаков чаще всего турбулентные движения распространяются до нижней границы инверсии (слоя, в котором температура с высотой растёт), совпадающей практически с верхней границей слоисто-кучевых облаков.

К облакам турбулентности относят, кроме того, кучевые разорванные и слоистые разорванные облака. Под слоисто-дождевыми и кучево-дождевыми облаками создаются благоприятные условия для образования разорвано-дождевых облаков, поскольку они появляются во влажном воздухе из-за испарения выпадающих осадков. Разорванно-дождевые облака являются разновидностью слоистых разорванных облаков и как будто бы сопровождают облака, дающие осадки. Как раз слоисто-дождевые и кучево-дождевые облака дают осадки в любое время года.

Заметим, что разорвано-дождевые облака являются низкими и не сплошными. Это связано с тем, что нижняя граница облаков, под которыми образуются разорвано-дождевые облака, находится весьма низко над подстилающей поверхностью. Осадки из слоисто-дождевых и особенно из кучево-дождевых облаков выпадают не на всём их горизонтальном протяжении, поэтому разорвано-дождевые облака, формирующиеся в зонах выпадающих осадков, сплошными быть не могут.

К облакам турбулентности относят и часть слоистых облаков. Если охлаждение приземного слоя воздуха происходит главным образом за счёт турбулентного обмена с подстилающей поверхностью (сильным этот вид теплообмена в случае развития слоистых облаков быть не может, поскольку они формируются в достаточно

однородной устойчивой атмосфере), то данные слоистые облака относятся к облакам турбулентности.

Следует помнить, однако, что часто слоистые облака образуются в результате радиационного охлаждения подстилающей поверхности в условиях весьма устойчивой атмосферы, когда турбулентность заметной степени проявления не имеет. Слой воздуха, расположенный непосредственно над излучающей и, следовательно, охлаждающейся подстилающей поверхностью, отдаёт ей своё тепло и охлаждается сам. Охлаждённый воздух в этом процессе может достичь состояния насыщения и продолжать охлаждаться. Оказавшаяся «лишней» часть водяного пара может послужить началом образования водной аэрозольной среды. Именно в этом, прилегающем к подстилающей поверхности, слое и образуются либо туман, либо низкие слоистые облака.

В атмосфере, кроме того, наблюдаются волновые движения разных длин волн, различных амплитуд и на уровнях в большом высотном диапазоне. Образование волнистых облаков связано с тем, что в гребнях волн воздух совершает восходящее движение, что приводит его к охлаждению и приближению к состоянию насыщения водяным паром.

Таким образом, для образования любых облаков требуются достаточное количество водяного пара в атмосфере и наличие восходящих движений. Необходимое количество водяного пара в слое образования облаков определяется, прежде всего, значением температуры воздуха в этом слое. Водяного пара должно быть достаточно для достижения воздухом состояния насыщения водяным паром. Только после этого возможны фазовые переходы, приводящие к образованию облаков.

С другой стороны, без сколько-нибудь выраженных восходящих движений даже туманы, не говоря уже об облаках, могут сформироваться только в очень узком слое. Слоистые облака, например, образующиеся при малых вертикальных значениях скорости ветра, являются одними из самых маломощных облаков.

В случаях соприкосновения двух разнородных воздушных масс поверхность их раздела является наклонной. Подъем тёплой воздушной массы вдоль клина холодной происходит медленно (вдоль довольно пологой поверхности – вдоль клина холодной воздушной массы). В результате такого подъёма образуются ярусные облака (облака верхнего, среднего и нижнего ярусов), имеющие большую горизонтальную протяжённость. Ими являются слоисто-дождевые, высоко-слоистые, перисто-слоистые и перистые облака [3]. В ряде случаев ярусные облака пронизываются кучево-дождевыми облаками. Это связано с неустойчивостью атмосферы, с перегревом подстилающей поверхности и с другими причинами [2, 3]. Такие «замаскированные» кучево-дождевые облака представляют собой опасность для авиации и обнаруживаются с помощью метеорологических радиолокаторов.

Если холодная воздушная масса движется на смену тёплой массы с большой скоростью (быстро смещающийся холодный фронт), то тёплая воздушная масса не успевает отодвигаться и оказывается вытесненной вверх. При таком быстром и практически вертикальном подъёме тёплого воздуха могут (при соответствующей влажности) сформироваться облака вертикального развития, главным образом, – это кучево-дождевые облака.

По внешнему виду и высоте расположения нижней границы все облака основных форм (к ним относятся тропосферные облака) делятся на четыре семейства. Три из них включают в себя ярусные облака – облака нижнего, среднего и нижнего яруса, имеющие нижнюю границу на уровнях до 2 км, от 2 до 6 км и выше 6 км соответственно. Четвёртое семейство – облака вертикального развития, которые обычно имеют нижнюю границу в слое до 2 км, но иногда и выше. Данная классификация называется морфологической классификацией и подробно описана, например, в [1, 2].

Те или иные формы облаков формируются в зависимости от характера восходящих движений, точнее, от сочетаний в разных соотношениях упорядоченных и неупорядоченных восходящих дви-

жений, а также от их скоростей. Характер вертикальных движений воздуха в свою очередь зависит от степени устойчивости или неустойчивости атмосферы.

Атмосфера тем более неустойчива, чем сильнее падает её температура с высотой. Если подстилающая поверхность нагревается, то над ней больше всего нагревается прилегающий слой атмосферы, поскольку в него поступает самый большой поток тепла в силу его положения, и поглощается этот поток больше всего по сравнению со слоями, расположенными выше. Последнее связано с тем, что плотность воздуха, т.е. число поглощающих частиц, с высотой уменьшается.

Каждый слой, расположенный выше, получает лишь остаток от теплового потока подстилающей поверхности, который не был поглощён слоем, расположенным ниже. Поглощающих частиц в каждом вышерасположенном слое тоже меньше по сравнению с более низким слоем. Понятно, что в случае нагревания подстилающей поверхности температура воздуха с высотой убывает. Такие ситуации часто наблюдаются летом (в годовом ходе), днём (в суточном ходе).

Если нижние слои оказываются значительно теплее слоёв более высоких, то создаются неравновесные условия в атмосфере, к которым приводит любая неоднородность среды.

Всякая система, однако, стремится к равновесию. Система, какой является атмосфера, приводит себя в состояние равновесия посредством вертикальных движений – вверх устремляются более тёплые объёмы воздуха, а сверху вниз опускаются более холодные объёмы воздуха. При этом, чем больше падение температуры с высотой, тем больше выражены вертикальные движения воздуха обоих направлений и тем больше вероятность высокой степени неупорядоченности этих движений. Последнее положение понятно, поскольку неупорядоченные движения быстрее выравнивают свойства в любой неоднородной среде. В этом случае говорят, что атмосфера неустойчива.

В неустойчивых слоях атмосферы, если они достигли состояния насыщения водяным паром, формируются облака вертикального развития – кучевые и даже кучево-дождевые облака (это зависит от степени неустойчивости слоёв воздуха и их мощности).

Восходящим движениям соответствуют облака или, если облака сильно развиты и имеют несколько восходящих потоков, то каждому восходящему потоку в облаке соответствует свой облачный купол.

Нисходящим движениям соответствует околооблачное пространство, так как облака вертикального развития – это в целом изолированные облачные массы, даже если смыкаются их основания. Это хорошо видно с высот полётов самолётов.

Устойчивыми являются слои атмосферы, в которых температура слабо падает с высотой, не изменяется с высотой и тем более, если она растёт с высотой. В последнем случае более холодные и плотные слои располагаются внизу, а более тёплые и менее плотные – вверху. В данном случае у атмосферы нет причин осуществлять вертикальные движения.

Если устойчивость атмосферы увеличивается или уменьшается, или сменяется неустойчивостью, это обязательно скажется в изменении форм облаков и их количества. Например, слоисто-кучевые облака нередко образуются из кучевых облаков, которые уплощаются (уменьшают свою мощность) и растекаются в горизонтальном направлении в слоях воздуха, утрачивающих неустойчивость и постепенно приобретающих устойчивость.

Все указанные выше облака развиваются и трансформируются в тропосфере. Однако некоторые облака могут частично проникать выше тропосферы и даже развиваться выше тропосферы.

Под руководством С.М. Шметера осуществлялось изучение самых мощных облаков. Ими являются кучево-дождевые облака. По результатам полётов около этих облаков, над ними и даже в самих кучево-дождевых облаках Шметер сделал чрезвычайно важные выводы:

1) по крайней мере, в 30% случаев вершины кучево-дождевых облаков проникали выше тропопаузы;

2) в случаях разрушения облака при испарении наковальни часть водяного пара возвращается в тропосферу, но основная часть водяного пара остаётся выше тропопаузы;

3) вершины кучево-дождевых облаков при проникновении их в стратосферу располагаются выше тропопаузы в среднем на 450 м.

Отдадим здесь должное С.М. Шметеру и его лётчикам. При очень опасных полётах в кучево-дождевых облаках, куда самолёты гражданской авиации не могут и приблизиться, лётчики этой научной группы при пересечении облаков старались как можно меньше работать рулями для получения более достоверной информации. Шметер отмечал, что углы крена составляли иногда до 30 градусов. Благодаря этим смелым и опасным экспериментам, стал понятным один из механизмов появления водяного пара в высоких слоях.

В ряде случаев с кучево-дождевыми облаками связаны смерчи и шквалы. Шквалы (резкие и кратковременные усиления ветра и изменения его направления) наблюдаются в зонах атмосферных фронтов при больших контрастах температур в воздушных массах, разделённых этими фронтами. Условия образования смерчей рассматриваются в настоящем пособии в разделе 7.5.

Как уже упоминалось выше, в высоких слоях атмосферы наблюдаются перламутровые и серебристые облака. Эти облака не являются облаками основных форм, но, как всякое атмосферное явление, несут определённую информацию о тех слоях атмосферы, в которых наблюдаются.

На высотах примерно 22–27 км иногда возникают очень тонкие переливающиеся облака, называемые перламутровыми. Эти облака имеют яркую радужную окраску. Их видно только в вечерние или утренние сумерки, когда они освещены Солнцем, находящимся за горизонтом (в нескольких градусах под горизонтом). Перламутровые облака видны тогда, когда тропосферные облака находятся уже (или ещё) в тени Земли, т.е. они тёмные, а высокие пер-

ламутровые облака ещё (или уже) освещаются солнечными лучами. Перламутровые облака могут быть неподвижными, либо перемещающимися, либо имеющими волновую структуру. По очертаниям перламутровые облака схожи с чечевицеобразными облаками (высоко-кучевыми чечевицеобразными облаками).

К сожалению, очень красивые перламутровые облака свидетельствуют об истощении озонового слоя. Это связано с тем, что на поверхности перламутровых облаков протекают химические реакции, приводящие к гибели озона.

Перламутровые облака обусловлены влиянием орографии на воздушные потоки. Районы появления перламутровых облаков весьма ограничены. Они наблюдаются над Норвегией, Швецией, Финляндией, Англией, Шотландией, Аляской. Имеются сведения о том, что эти облака появляются над Индией. Чаще всего в нашем полушарии перламутровые облака наблюдаются над Скандинавией. Их толщина составляет 2–3 км. Как правило, перламутровые облака наблюдались при наличии к западу от места их наблюдения интенсивной циклонической деятельности.

Дело в том, что в циклонах соприкасаются разные по своим свойствам воздушные массы. В зоне взаимодействия тёплой и холодной воздушных масс создаются благоприятные условия для восходящего движения тёплой массы и выноса в стратосферу тёплого воздуха тропосферы. Подъём тёплого воздуха на большие высоты приводит к его охлаждению и приближению к состоянию насыщения водяным паром. В результате этих процессов в стратосфере могут возникнуть перламутровые облака.

Некоторые учёные считают, что перламутровые облака возникают в результате подъёма воздуха, вызванного движением над горами Норвегии, в виде стоячих волн.

Под мезопаузой, на высоте 82–85 км при наиболее низких температурах в этих слоях могут наблюдаться серебристые облака. Они важны как показатели установления низких температур и движения воздуха на больших высотах.

Холод в мезосфере объясняется тем, что земное излучение сюда уже не доходит. Излучение Солнца на этих высотах, хоть и достаточно слабо, но всё-таки поглощается. В высоких слоях поглощение лучистой энергии связано с наличием в ней озона или кислорода. Слабое поглощение солнечной радиации в мезосфере связано с практически отсутствием озона на данных высотах (он содержится в более низких слоях), а слой с достаточно большим содержанием атомарного кислорода, появление которого обусловлено диссоциацией молекулярного кислорода при его поглощении коротковолновой радиации, находится выше слоя образования серебристых облаков.

В мезосфере температура воздуха зависит от астрономического фактора – удалённости Земли от Солнца. Наибольшее расстояние между Землёй и Солнцем наблюдается во время лета северного полушария и зимы южного полушария, когда оно составляет 152 млн км при среднем значении 149,5 млн км. Серебристые облака, как и облака перламутровые, очень тонкие и видны лишь тогда, когда не перекрываются яркостью небесного свода. Иными словами, эти облака заметны только в тёмный период суток.

Серебристые облака являются самыми высокими облачными образованиями. Внешне чем-то серебристые облака напоминают обычные перистые облака, только очень высокие. Вместе с тем, перистые облака видны в любое время суток, в частности днём, а серебристые облака – только после захода или перед восходом Солнца.

По поводу происхождения ядер, на которых образуются частицы серебристых облаков, научные споры велись давно, ведутся они и сегодня. После падения тунгусского метеорита наблюдались очень яркие серебристые облака, причём в большом количестве и на большой площади. Наблюдения, проводимые в это время, позволили говорить о том, что ядрами для образования частиц в серебристых облаках послужила пыль космического происхождения.

Нередко серебристые облака наблюдались после сильных вулканических извержений. Однако облака появлялись так высоко,

куда вулканическая пыль попасть не может. Возможно, на различных широтах в образовании серебристых, да и перламутровых облаков принимают участие частицы и космической, и вулканической природы. Не исключено и влияние антропогенных факторов – ядерные взрывы, работа реактивных двигателей и т.д.

При наблюдениях стратосферных и мезосферных облаков спутать их между собой практически невозможно. Перламутровые облака отличаются, как уже упоминалось, характерной линзообразной (чечевицеобразной) формой. Высоты расположения перламутровых и серебристых облаков тоже имеют большие различия. Кроме того, серебристые облака видны лишь во время лета северного полушария, а перламутровые облака – преимущественно зимой.

Являясь одним из проявлений погодных процессов, облака играют заметную роль и в формировании климата. Эта роль многогранна. Из облаков выпадают осадки, дающие питание водоёмам. Велика роль облаков в формировании теплового баланса Земли – облака уменьшают её радиационное охлаждение. Значителен вклад облаков в общее альбедо Земли.

Средняя облачность нашей планеты оценивается значением 5,5 баллов, но над континентами это значение меньше – 4,9 балла, а над океанами выше общего среднего значения и составляет 5,8 балла. Понятно, что над различными районами земного шара среднее значение балла облачности определяется характером атмосферных процессов и особенностями подстилающей поверхности, над которыми эти процессы протекают.

8.3. Микрофизическое строение облаков и выпадение осадков

Выпадающие из облаков атмосферные осадки – это облачные частицы, которые, преодолев силы сопротивления воздуха, выпали из облака. Осадки являются важным звеном водного баланса нашей планеты.

Для правильного водного баланса важным является соотношение испарившейся влаги с подстилающей поверхностью и выпавших атмосферных осадков на эту же поверхность.

В глобальном масштабе, т.е. в целом по земному шару, испарение и количество выпадающих осадков примерно одинаково в массовом сравнении.

Осадки формируются в облаках, но не все облака связаны с выпадением осадков. С одной стороны, в облаке могут сложиться благоприятные условия формирования больших облачных частиц, с другой – восходящие движения позволяют или не позволяют выпасть облачным частицам разных размеров. Поддерживая мелкие капли и кристаллы, выпасть из облака восходящие движения им не дадут. Только в процессе слияния капель (слипания кристаллов), облачная частица может значительно увеличиться, преодолеть силы сопротивления воздуха и выпасть из этого облака.

Очень большую роль в укрупнении облачных частиц и выпадении осадков играет микрофизическое строение облаков, т.е. агрегатное состояние облаков, размер и форма облачных частиц (если частицы облаков – кристаллы), а также некоторые другие микрофизические характеристики.

Облака могут быть жидко-капельными, т.е. имеющими облачные частицы в виде капель различных размеров, кристаллическими (состоящими из кристаллов разных форм и размеров) и смешанными (содержащими и капли, и кристаллы).

Лёд обладает довольно рыхлой кристаллической структурой. Преобладающей формой льда являются шестигранные призмы или шестигранные пирамиды и даже призмы с пирамидами на концах. В зависимости от длины оси в призмах наблюдаются шестигранные пластинки или шестигранные столбики. Причины образования шестигранных форм кристаллов льда изложены в [1–3].

Форма кристаллов в облаках в большой мере определяется температурой воздуха.

По данным многочисленных наблюдений в облаках установлено, что при очень низких температурах ($-25 \dots -40^\circ\text{C}$) формируются одиночные столбики, двойные столбики с пустотами, агрегаты столбиков и неправильные кристаллы. При температурах $-10 \dots -25^\circ\text{C}$ образуются шестигранные пластинки, звёзды и дендриты. При температурах $-4 \dots -9^\circ\text{C}$ наблюдаются узкие столбики и иглы, а при температурах $0 \dots -5^\circ\text{C}$ – простые прозрачные пластинки.

Вместе с тем, форма кристаллов в облаках зависит не только от температуры воздуха, но и от его влажности. Так иглы и столбики образуются при высокой влажности. Появление дендритов (звёздочек) происходит при меньшей влажности.

При увеличении влажности все типы кристаллов (пластинки, столбики, звёздочки) переходят от элементарных форм к формам более сложным – увеличивается количество ветвлений и количество объёмных форм.

Итак, при наличии кристаллов в облаке (кристаллические и смешанные облака) они имеют шестиугольные формы, лишь в случаях встречи в смешанном облаке капли и кристалла облачная частица приобретает сферическую форму при кристаллическом состоянии, либо при падении капли в облаке через слои, различающиеся в температурном отношении. Так, например, образуется ледяной дождь – осадки в виде прозрачных шариков льда диаметром 1–3 мм. Такие осадки выпадают из слоисто-дождевых облаков в тех случаях, когда капли дождя проходят через слой воздуха с отрицательной температурой, расположенный у подстилающей поверхности. Капли при этом замерзают, сохраняя сферическую форму.

На углах шестиугольных пластинок образуются новые кристаллики. В результате получают многочисленные и разнообразные формы снежинок, которые выпадают из облаков на подстилающую поверхность.

Вместе с тем, если облако однородно в фазовом отношении, то оно не даёт осадков, либо даёт очень мало осадков. Если же облако

неоднородно в микрофизическом отношении (состоит из капель разных размеров или из смеси капель и кристаллов), то осадки выпадают.

Из сравнительно однородных капель состоят кучевые, высококучевые облака и основная часть слоистых облаков. Из капель разных размеров состоит некоторая часть слоисто-кучевых облаков и иногда слоистые облака. Из смеси капель и кристаллов состоят кучево-дождевые облака; слоисто-дождевые облака тоже имеют и капли, и кристаллы, но они обычно разделены в облачном пространстве.

Так, например, в слоистых облаках, имеющих капельное строение и небольшую мощность, формируются мелкие облачные частицы. Конечно же, низкие слоистые облака образуются в слое достаточно большого влагосодержания (источники влаги расположены на подстилающей поверхности).

Вместе с тем, капельное микрофизическое строение диктует необходимость достаточно высокого содержания водяного пара (упругость насыщения над каплями больше, чем над кристаллами) для роста облачных частиц.

Чтобы понять сказанное, нужно вспомнить, что испарение легче происходит с поверхности воды, чем с поверхности кристалла. Это, как известно, связано с неодинаковыми силами взаимодействия между молекулами в жидких и твёрдых телах. С жидких поверхностей испарение происходит легче, чем с поверхностей твёрдых. В результате над поверхностью воды всегда при прочих равных условиях находится больше водяного пара, чем над поверхностью льда. Конечно, большее количество молекул водяного пара оказывает и большее давление, поэтому всегда упругость насыщения (максимальное значение упругости водяного пара при каждой данной температуре) над каплями воды больше, чем над кристаллами льда в равных условиях.

Для роста облачных частиц требуется, чтобы над этими частицами было достигнуто значение упругости насыщения. В слои-

стых облаках, формирующихся достаточно близко к подстилающей поверхности, облачные частицы – капли. В капельных облаках условий для роста облачных частиц всегда меньше, чем для облаков кристаллического строения или смешанного строения, – как уже было указано выше, требуется большее количество водяного пара.

Вместе с тем, слоистые облака формируются в устойчивой атмосфере со слабыми вертикальными движениями. Соппротивление таких движений могут преодолеть и мелкие капли. Итак, из слоистых облаков могут выпасть наиболее крупные среди тех мелких капель, которые составляют это облако.

Выпавшие из слоистого облака мелкие капли могут даже достигнуть подстилающей поверхности. Это понятно, поскольку слоистые облака – облака низкие, поэтому выпадающие мелкие капли имеют возможность пройти вертикальное расстояние от нижней границы облака до подстилающей поверхности, не испарившись полностью.

Из других облаков такие мелкие осадки выпасть не смогут – они, как правило, и расположены выше, чем слоистые облака, и восходящие движения в случаях формирования других облаков сильнее, чем при слоистых облаках.

Таким образом, из слоистых облаков, причём не из всех, а из наиболее низких и плотных, может выпасть морось – мелкие осадки, невидимые глазом.

Рассмотрим другой пример. Пусть сформировалось кучево-дождевое облако, смешанное в микрофизическом отношении (содержит и капли, и кристаллы). Такое облако развивается в условиях неустойчивой атмосферы с сильными восходящими движениями. Кучево-дождевое облако имеет благоприятные условия для укрупнения облачных частиц – возможность роста кристаллов за счёт капель.

Действительно, складывается уникальная ситуация: в одном и том же воздухе капли и кристаллы находятся в разных условиях. При одном и том же количестве водяного пара в облаке капли

находятся в ненасыщенном воздухе (им требуется большее количество водяного пара для достижения состояния насыщения над ними), а кристаллы – в пересыщенном. В этих условиях капли будут испаряться, а кристаллы – сублимировать на свою поверхность водяной пар. В итоге капли уменьшатся, кристаллы – увеличатся.

Следует учесть ещё, что кучево-дождевые облака имеют большую мощность, т.е. падая, облачные частицы имеют возможность сильно укрупниться, присоединяя при падении более мелкие частицы в большом облачном слое. С другой стороны, облачные частицы в кучево-дождевом облаке поддерживаются сильными вертикальными движениями, поэтому имеют возможность расти в системе облака достаточно длительное время. Из кучево-дождевого облака выпадают осадки ливневого характера.

Следует иметь в виду, что атмосферные осадки содержат много примесей. Чаще всего, осадки – это слабые растворы солей. При этом зимой концентрация примесей в осадках больше, чем летом, так как снежинки при своём медленном падении успевают захватить из воздуха большее количество примесей. Капли же падают значительно быстрее, поэтому возможностей у капель очистить атмосферу меньше, чем у снежинок и пластинок.

Понятно, что облачная вода всегда чище, чем вода осадков. Конечно, химический состав осадков зависит от свойств подстилающей поверхности и от характера промышленного производства. Так в северном полушарии осадки над сушей южных районов наиболее минерализованы. Над побережьями морей и океанов в выпадающих осадках повышено содержание хлоридов, а минерализация осадков меньше. Основной примесью в осадках континентального происхождения являются сульфиды.

Осадки могут быть радиоактивными. Степень радиоактивности осадков зависит от их фазового состояния и интенсивности. Твёрдые осадки, если они не имеют сферической формы, радиоактивнее жидких осадков. Это связано с тем, что радиоактивные вещества, которые захватываются выпадающими осадками, попадают

на несколько большую поверхность снежинок или пластинок по сравнению с каплями.

Чем интенсивнее осадки, тем они менее радиоактивны, поскольку быстрое выпадение не даёт большой возможности радиоактивным частицам осесть на выпадающие осадки.

На выпадающие осадки, кроме того, могут осесть примеси, приводящие к окрашиванию. В результате выпадают цветные осадки. Это связано с тем, что сильный ветер может поднять в воздух песок пустынь, красящие водоросли, различные микроорганизмы, сажу, пепел и другие продукты сгорания от вулканов, от лесных и торфяных пожаров.

Важная роль осадков заключается в вымывании из атмосферы различных загрязнений, особенно радиоактивных веществ. Однако очищение атмосферы приводит к загрязнению подстилающей поверхности, куда вредные вещества попадают вместе с выпадающими осадками. Это, конечно, наносит вред самой подстилающей поверхности и объектам, расположенным на ней.

Пожалуй, самое время заметить, что осадки просто так, случайно, не выпадают, как случайно не формируются облака, породившие эти осадки. И облака, и осадки характеризуют атмосферный процесс, в ходе которого они были образованы. Если знаешь облака и осадки, умеешь увидеть их динамику, то, следовательно, сможешь понять протекающий атмосферный процесс, да ещё и определить, в каком направлении данный процесс будет развиваться дальше. Отсюда уже недалеко до предвидения развития процесса на определённый промежуток времени.

Распределение осадков в пространстве на нашей планете, как и изменение сумм осадков во времени, определяется преобладающим характером атмосферных процессов, протекающих над различными районами земного шара. В свою очередь характер атмосферных процессов тоже изменяется в пространстве и во времени.

Большие годовые суммы осадков наблюдаются в тропических районах, где особенно сильны восходящие движения воздуха. По

обе стороны от тропиков (20–40° северной и южной широты) расположены области нисходящих движений, в которых выпадает меньше осадков. Часть этого пояса занята обширными пустынями и степями.

В широтной полосе 45–65° северной и южной широт годовые суммы осадков увеличиваются. В приполярных областях, где испарение мало, а восходящие движения слабы, суммы осадков снова уменьшаются.

Чередование широтных зон больших или увеличивающихся осадков и широтных зон небольших осадков, конечно же, связано с атмосферными процессами, характерными для каждой широтной зоны.

Наибольшие годовые суммы осадков приходятся на южные склоны Гималаев и на некоторые острова Тихого океана.

Что касается изменения сумм осадков во временных периодах, то в местах, удалённых от морей, осадки чаще выпадают ранним утром и вскоре после полудня (таков и ход облачности). На берегах морей, особенно зимой, осадки чаще выпадают в дополуденные часы.

В годовом ходе прослеживаются следующие особенности в зависимости от широты места:

1) в экваториальных районах наибольшие осадки приходятся на март – апрель и на сентябрь – октябрь, минимум – на январь и июнь; такое распределение осадков связано с положением солнца, которое в марте и сентябре поднимается особенно высоко, усиливая и процессы испарения, и восходящие движения – водяной пар поднимается и одновременно охлаждается;

2) по мере удаления от экватора в более высокие широты оба указанных выше дождливых периода постепенно сближаются и образуют один период с наибольшим количеством осадков – летом;

3) в средних широтах отмечаются различия в годовом ходе осадков на восточных и западных побережьях материков: западные побережья получают больше осадков в зимние месяцы, когда усиливаются западные ветры, приносящие влагу с моря;

4) восточные побережья получают больше осадков летом, так как зимой на этих побережьях дуют преимущественно восточные ветры с материка, принося обеднённый влагой воздух.

8.4. Общее понятие об активных воздействиях на облака и осадки

Наш рассказ о водных аэрозольных средах, какими являются облака и осадки, был бы неполным без упоминания исследований и практических работ, связанных с воздействиями на эти объекты.

Первые сведения о попытках воздействия на облака с помощью хладореагентов относятся к 1891 году. В результате охлаждения части облачных частиц и усиления конденсации на них образовывались осадки, но очень слабые.

Более успешные опыты по вызыванию осадков из облаков были проведены в прошлом столетии. В 1930 г. в Голландии были проведены опыты по воздействию на облака с помощью твёрдой углекислоты и обычного льда, охлаждённого до температуры -70°C . Для введения в облака реагентов использовали самолёт. Проведённые опыты оказались успешными, но впоследствии были совершенно незаслуженно забыты.

По мнению учёных, во всех ранних исследованиях был недостаточно чётко сформулирован тот фактор, который играл роль «спускового механизма» для образования и выпадения осадков – появление в облаке извне ледяных кристаллов.

Впервые чёткая формулировка причин выпадения осадков была дана норвежским учёным Т. Бергероном в 1933 г.

Бергерон использовал известное положение о наличии разности в значениях упругости насыщения над водой и льдом, что приводит к «перегонке» воды с капли на кристалл. Капля испаряется, а кристалл использует появившийся в процессе испарения капли водяной пар для сублимации на своей поверхности. Капля же оказывается во всё более и более ненасыщенном водяным паром воздухе (чем меньше

капля, тем больше упругость насыщения над ней), поэтому продолжает испаряться. Описанный процесс наблюдается в смешанном облаке и продолжается до тех пор, пока все капли не испарятся или пока кристаллы не вырастут до размеров облачных частиц, выпадающих из облака. Такие облачные частицы являются уже осадками.

Таким образом, в облаке смешанного строения равновесие неустойчиво. Стремление любой системы к равновесию в случае, когда эта система – смешанное облако, приводит к процессу «перегонки» воды с капли на кристалл.

Используя теорию Т. Бержерона, профессор Ленинградского института экспериментальной метеорологии В.И. Оболенский и его ученики предприняли попытки изменения фазового состояния облаков в 1935–1938 гг. К сожалению, положительных результатов эти опыты не принесли. Позднее высказывались предположения о неточном расчёте количества реагента.

С 40-х годов достигаются успехи в решении ряда задач.

Первый опыт в естественных условиях с положительным эффектом осуществлён в США (И. Лэнгмюр, В. Шефер) в 1946 г. Два года ранее было показано, что твёрдая углекислота при соприкосновении с воздухом, насыщенным водяным паром, приводит к сильному охлаждению этого воздуха и образованию большого количества «лишнего» водяного пара.

Многочисленные опыты в естественных и лабораторных условиях в разных странах показали, что спонтанное замерзание капель происходит при температуре, равной значению -41°C . При более высоких температурах замерзание воды происходит только при наличии ядер кристаллизации. Данные ядра являются зародышами новой твёрдой фазы в фазе жидкой.

Эти зародыши представляют собой определённую часть аэрозолей в составе атмосферы, так как не все аэрозоли активны как зародыши новой фазы, да ещё и в диапазонах температур, характерных для соответствующих облаков. Так, например, установлено, что в атмосфере при обычных условиях недостаточно ядер,

способных вызвать кристаллизацию переохлаждённой воды в интервале температур от 0 С до -25°C . В данном диапазоне температур искусственное образование кристаллов в переохлаждённых облаках целесообразно.

В практике искусственных воздействий на переохлаждённые облака широко используется твёрдая углекислота. Заметим, что высокой льдообразующей активностью обладают также йодистое серебро, йодистый свинец и некоторые предельные углеводороды с низкой температурой кипения. Однако указанные вещества уступают углекислоте и по эффективности, и по безопасности в употреблении. По этим причинам углекислота остаётся одним из наиболее употребляемых реагентов.

Вместе с тем, твёрдая углекислота, достоинства которой как ядер кристаллизации мы указали, обладает и очевидным недостатком – она быстро испаряется. Данный недостаток связан с необходимостью частого пополнения реагента, что весьма неудобно.

Исследователи разных стран на протяжении ряда лет активно занимались поисками вещества, сходного со льдом по строению кристаллической решётки, но не имевшего указанного выше недостатка.

В ходе исследований испытывались такие вещества, как йодистое серебро, йодистый свинец и сурьма. Каждое из испытываемых веществ в ходе эксперимента проявило свои достоинства и недостатки.

Так, йодистое серебро имеет некоторые преимущества перед сухим льдом – лучше сохраняется во времени, может быть распылено и с земли, и с самолёта. Вместе с тем, эффективность йодистого серебра оказалась сравнимой с эффективностью твёрдой углекислоты. Однако использование йодистого серебра для искусственных воздействий на низкие переохлаждённые облака всё-таки неудобно из-за необходимости его возгонки при высоких температурах. Известно, что именно при более высоких температурах как раз и наблюдаются низкие облака, из которых могут выпасть осадки.

Кроме того, йодистое серебро имеет и высокую стоимость. К тому же йодистое серебро разлагается под воздействием солнеч-

ного света. Что же касается активности этого вещества как реагента, то йодистое серебро наиболее активно при температурах ниже -5°C , а при более высоких температурах его активность снижается.

Тем не менее, во многих странах рассеяние облаков производят с использованием йодистого серебра.

Основная идея борьбы с градом состоит во введении в градовое облако большого числа ледяных частиц, чтобы облачные кристаллы не имели возможности сильно расти. Реагенты, используемые при этих воздействиях всё те же – сухой лёд и йодистое серебро. Для засева облака, в которое самолёту входить опасно, применяют специальные ракеты и снаряды. В них к взрывоопасному веществу примешивают порошок йодистого серебра.

Йодистый свинец, прежде всего, токсичен и обладает большой растворимостью. Несмотря на указанные очевидные недостатки, йодистый свинец среди других реагентов был рекомендован к использованию в составах противоголовых ракет.

Практическая необходимость не только вызывания осадков, но и рассеяния водных аэрозольных сред (облаков и туманов), привела к исследованиям и в этом направлении. С этой целью проводилось сравнение эффективности применения углекислоты с эффективностью других реагентов – пропаном, бутаном, эфиром этиловым, фреоном-12, хлористым этилом, хлористым метилом. Это исследование привело к выводу о том, что для рассеяния облаков и туманов наиболее удобной и эффективной является всё-таки углекислота.

Что касается предельных углеводородов, то они в смеси с воздухом взрывоопасны, поэтому работа с ними требует большой осторожности.

Сравним, например, возможности углекислоты и пропана. Более низкая температура кипения отмечается у жидкой углекислоты. У пропана это значение выше, но не намного. Кристаллизующая активность пропана поэтому не может быть больше, чем у углекислоты, хоть и сравнима с ней. Ещё раз отметим, что пропан взрывоопасен.

Другие исследования проводились в слоистых и слоисто-кучевых облаках. Сравнивалась опять-таки активность твёрдой углекислоты и йодистого серебра. Исследования подтвердили вывод о том, что эффективность данных реагентов зависит от температуры. Так в интервале температур от -1°C до -10°C наибольшее количество зародышей новой фазы на грамм реагента даёт твёрдая углекислота. При температурах в облаке около -20°C йодистое серебро оказалось активнее твёрдой углекислоты. Вместе с тем, наибольший эффект твёрдой углекислоты достигается при температурах от -10 до -15°C .

Следует отметить, что образование большого количества ледяных кристаллов в облаке является необходимым, но недостаточным условием для рассеяния переохлаждённой водной среды (облака или тумана). Совершенно необходимо, чтобы кристаллы распространялись в этих средах, образуя коллоидно-неустойчивую смесь с каплями.

Что касается методов воздействия на переохлаждённые облака, то наиболее распространённым из них в течение многих лет являлся сброс гранулированной твёрдой углекислоты с самолётов. Такой метод не требует непременно полёта самолётов непосредственно в облаке и, следовательно, не снижает безопасность полётов.

Наземный ракетный метод засева облаков непригоден для воздействий на низкую облачность, не говоря уже о туманах. Кроме того, этот метод предполагает работу целой сети станций с подготовленным персоналом.

Существует и метод с использованием дистанционно-пилотируемого летательного аппарата. Данный метод пригоден для всех облаков – и для кучево-дождевых облаков для предотвращения градобитий и вызывания осадков, и для низких облаков (и даже для туманов) с целью обеспечения видимости подстилающей поверхности сверху.

Выбор метода воздействия на облака и осадки диктуется поставленными задачами и возможностями районов, производящих

9. ВЛИЯНИЕ НА ПОГОДНЫЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АТМОСФЕРНЫХ И МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ

Погода на Земле и все изменения в физическом состоянии атмосферы, безусловно, в первую очередь, зависят от солнечной энергии, приходящей к нашей планете, а также от той части солнечной энергии, которая достигнет подстилающей поверхности. Именно от подстилающей поверхности атмосфера в основном и получает радиационные потоки, в частности, потоки тепловые.

Главная составляющая в формировании климата – это также солнечная радиация. Понятие о климате было введено ещё учёными древней Греции. Этот термин имеет греческое происхождение. «Климат» переводится как «наклон». Речь, конечно же, идёт о наклоне солнечных лучей, который имеет свои значения для каждой широты в определённый момент времени. Угол наклона солнечных лучей в свою очередь в большой мере определяет средние температуры почвы и воздуха на разных широтах.

Вместе с тем, погодные и климатические условия связаны не только с количеством энергии, получаемой подстилающей поверхностью нашей планеты. Важную роль играет перераспределение полученной энергии по земному шару. Неодинаковые потоки солнечной радиации к подстилающей поверхности и различные свойства этой поверхности в различных точках земного шара приводят всю систему «подстилающая поверхность – атмосфера» к неравновесному состоянию. В результате этого неравновесного состояния указанная система, стремясь к равновесию, перераспределяет полученное тепло посредством атмосферной и океаниче-

ской циркуляции. Почва как среда неподвижная в данном процессе непосредственно не участвует. Сложный механизм этого перераспределения осуществляется и непосредственно в слое от водной поверхности до некоторой глубины в ней, и в атмосфере. Без этого перераспределения погодные условия на разных широтах различались бы очень сильно, ведь на каждую широту потоки солнечных лучей поступают под разными углами к подстилающей поверхности, что определяет степень их поглощения и отражения. Не забудем и влияние оптических свойств атмосферы, через которую потоки солнечной радиации проходят.

Итак, механизм перераспределения солнечной радиации включает в себя следующие звенья – систему крупномасштабных воздушных течений, систему морских и океанических течений (почва – среда неподвижная), всю цепь круговорота воды в природе, которая связана с такими сложными процессами в атмосфере, как образование облаков и их динамика, формирование и выпадение атмосферных осадков.

9.1. Межширотный воздухообмен

О влиянии общей циркуляции атмосферы, которая, кроме зональных потоков, представлена ещё и элементами, нарушающими зональные переносы воздуха, было указано выше.

Всё-таки подчеркнём ещё раз существование постоянного и интенсивного межширотного воздухообмена, который нарушает горизонтальные потоки воздуха.

Благодаря указанному обмену в такой подвижной и лёгкой среде, какой является атмосфера, контрасты температур на разных широтах сглаживаются весьма заметно. За счёт межширотного воздухообмена тепло из тропических и экваториальных широт активно переносится в средние и высокие широты. Холодный же воздух перемещается из высоких и средних широт в тропические и экваториальные широты.

Основными механизмами межширотного переноса воздуха являются циклоны и антициклоны. Оба этих атмосферных образования являются огромными вихрями.

Ещё раз вспомним, что «циклон» в переводе с греческого языка – «кольцо змеи». В названии отражено свойство кругового вращения воздуха. В каждом из полушарий в циклонах и антициклонах циркуляция воздуха имеет противоположное направление – в северном полушарии в циклонах движение осуществляется против часовой стрелки, в антициклонах – по часовой стрелке; в южном полушарии движение воздуха в циклонах происходит вдоль часовой стрелки, а в антициклонах – в обратном направлении. Противоположные направления движения в циклонах и антициклонах в разных полушариях обусловлены противоположными направлениями сил Кориолиса в северном и южном полушариях.

В системах циклонов и антициклонов переносятся различные воздушные массы. Воздушные массы представляют собой очень большие объёмы воздуха и определяют погодные условия в тех районах, над которыми они находятся. Свои свойства воздушные массы получают над той подстилающей поверхностью, над которой они продолжительное время располагаются (очаги формирования воздушной массы).

В системах циклонов и антициклонов приходят тёплые или холодные воздушные массы, вызывая заметное и быстрое потепление или похолодание. Разнородные по своим свойствам воздушные массы разделяются атмосферными фронтами. Смена воздушных масс осуществляется после прохождения атмосферных фронтов.

Различные воздушные массы встречаются, благодаря межширотному воздушному обмену, этому обмену обязаны своим существованием и фронтальные зоны. Понятно, что недостаток масс воздуха имеется в областях низкого атмосферного давления, поэтому стремление атмосферы устранить это неравновесное состояние приводит к вовлечению в циркуляцию циклона воздушных масс с различными свойствами.

Между этими воздушными массами и образуются переходные зоны, которые мы называем фронтальными. По сравнению с воздушными массами эти зоны достаточно узкие (в масштабах атмосферы), поэтому мы вполне можем считать фронтальные зоны поверхностями раздела двух воздушных масс. Если пересечь эти поверхности поверхностями любого уровня, например, поверхностью уровня моря, то в пересечении мы получим линии, называемые атмосферными фронтами.

Наиболее мощный межширотный обмен воздушных масс наблюдается в северном полушарии. Это связано с тем, что именно в северном полушарии складываются наибольшие температурные контрасты между полюсом и экватором. Причины данных контрастов заключаются в характере подстилающей поверхности – в северном полушарии очень большая площадь занята материками (суша занимает 45–61% поверхности в северном полушарии и не более 4% – в южном). Материки же сильно прогреваются летом и сильно охлаждаются зимой, в то время как океаны в течение всего года не испытывают заметных температурных колебаний. Иными словами, материки и океаны проявляют разные теплофизические свойства.

Таким образом, неоднородность подстилающей поверхности является вторым механизмом, нарушающим зональные переносы. Примером проявления этого механизма являются описанные выше муссоны. Ещё раз заметим, что муссоны нарушают зональные переносы и одновременно являются элементом общей циркуляции атмосферы.

Итак, температурное поле не является однородным, а стремление к равновесию приводит к формированию течений, в частности, воздушных течений.

Следует ещё отметить, что на одних и тех же широтах в разных полушариях имеется разность температур, которая уменьшается по мере приближения к низким широтам. В экваториальной зоне указанная разность очень мала.

Относительно влияния аэрозольных сред, в частности, водных аэрозольных сред (облаков и зон дождя), на потоки солнечной радиации речь уже шла выше. В следующем разделе уделим особое внимание влиянию морей и океанов на погодные и климатические условия Земли.

9.2. Взаимодействие морей и океанов с атмосферой

Удобнее всего рассмотреть указанное взаимодействие в климатическом аспекте. Вспомним, что климат – это характерный режим погоды в определённых физико-географических районах.

Климатическая роль морей и океанов может быть представлена следующими проявлениями:

1) моря и океаны являются основными источниками водяного пара в атмосфере, а без водяного пара не могли бы состояться фазовые переходы, поскольку в земной атмосфере только водяной пар эти переходы может совершить; без водяного пара не было бы ни облаков, ни осадков;

2) моря и океаны, обладая большой теплопроводностью и теплоёмкостью, нагреваются и охлаждаются меньше, чем материки; воздух над морями и океанами имеет меньшие амплитуды годового и суточного хода температуры, чем воздух над континентами; перемешиваясь по горизонтали, вся атмосфера в определённой мере приобретает указанные выше свойства;

3) морская вода имеет особые свойства, отличающие её от обычной воды;

4) Мировой океан осуществляет меридиональный перенос тепла своими океаническими течениями.

Морские и океанические течения, как и любые движения в разных средах, проявляются в стремлении ослабить имеющиеся неоднородности этих сред. В морях и океанах течения формируются под влиянием разности плотности воды, разности уровня вод и неравномерности нагрева разных участков акваторий.

Одной из самых важных причин образования морских и океанических течений является ветер. С давних пор обнаруживаются общие черты в распределении направления ветра и водных течений на земном шаре. Данный факт свидетельствует о тесном взаимодействии атмосферы и гидросферы.

Меридиональный водный обмен, как и обмен воздушный, приводит к ослаблению зональности климата. Тёплое течение Гольфстрим, выходящее из Мексиканского залива с температурой воды 28°C, приносит в северные моря и на побережья этих морей большое количество тепла. Известно, например, что тепло Гольфстрима ощущает вся Западная Европа и восточные районы Северной Америки. Благодаря этому течению климат северо-западной Европы гораздо теплее, чем на этих же широтах в других районах земного шара. Более того, Гольфстрим оказывает большое влияние и на климат нашей страны. Так в районе Баренцева моря ветвь тёплого течения оттесняет границу постоянных льдов на север. Этого тепла достаточно для освобождения ото льда в летнее время Баренцева моря вплоть до Шпицбергена.

По мнению некоторых ученых в наши дни этот меридиональный океанический поток и замедляется, и ослабляется. Иными словами, снижена вероятность тёплого течения из низких широт в высокие широты. Ещё раз подчеркнём, что тепловые различия районов, расположенных в разных широтах, при ослаблении меридиональных океанических течений увеличиваются.

С другой стороны, обострение зональности климата ослабляет процесс потепления климата в приполюсных районах. Этот процесс в свою очередь тормозит таяние льдов.

Итак, моря и океаны оказывают огромное влияние на тепловой и влажностный режим атмосферы. Степень этого влияния переоценить невозможно.

Учтём ещё и огромную площадь, занимаемую морями и океанами.

9.3. Химические свойства океанической воды

Океан находится почти в полном химическом равновесии с атмосферой Земли и её корой. Поверхностный слой океана представляет собой насыщенный раствор атмосферных газов. Согласно расчётам, общая масса растворённой в океане углекислоты в 30 – 100 раз превосходит массу всей атмосферной углекислоты. Для сравнения: доля азота и тем более кислорода, растворённых в океане, значительно меньше массы растворённой в океане углекислоты. В тёплой воде содержание кислорода уменьшается, поскольку из воды выделяются такие газы, как кислород, при повышении температуры.

Подсчитано, что с увеличением добычи полезных ископаемых атмосфера потеплеет в значительной мере. Вместе с тем, по оценкам учёных, прирост концентрации углекислого газа примерно в 3–4 раза меньше, чем можно было ожидать от сжигания топлива. Причина такого расхождения заключается в том, что углекислый газ хорошо растворяется в океанской воде. Растворённую углекислоту использует в процессе фотосинтеза фитопланктон – одноклеточные хлорофилловые организмы, которые живут в верхнем слое всего океана. Кроме того, углекислота в океане вступает в химическую реакцию с углекислым кальцием, который в огромных количествах осадён на дне океана в виде отмерших раковин и коралловых скелетов. В результате трудно оценить, сколько углекислоты растворено всего в океане.

Скорость растворения углекислого газа в приповерхностном слое океана невелика. Из-за малой скорости растворения углекислого газа содержание его в атмосфере всё-таки заметно увеличивается. Тем не менее, процесс поглощения углекислого газа океаном задерживает процесс потепления на нашей планете.

Интересно, что за всю историю своего существования океан растворил большую часть химических соединений, растворимых в

воде, имеющихся на нашей планете. Среди них преобладающая часть – это соли.

Масса веществ, растворённых в морской и океанической воде, определяет их солёность. Средняя солёность составляет примерно 35 частей растворённого вещества на каждые 1 000 частей воды (35‰). В полярных областях, где впадающие в океан реки приносят достаточно чистую воду, а испарение невелико, солёность воды может снижаться до 33‰. В южных и тропических районах солёность может быть выше среднего значения. Испарение с поверхностей морей и океанов увеличивает солёность воды и её плотность, причём сильнее, чем это делает понижение температуры воды.

Солёная вода не замерзает до достижения температурой на поверхности моря или океана значений около -2°C .

10. КЛИМАТ И ЕГО ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Как было указано выше, климат – это характерный режим погоды в определённом физико-географическом районе. Если погода может изменяться в течение суток и даже в более коротком промежутке времени, то климат изменяется постепенно и достаточно медленно. Такой характер изменения как будто бы даёт шанс человечеству предпринять меры для замедления этого процесса.

Вместе с тем, изменение климата является сегодня одной из самых острых проблем. С чем связано это изменение? К чему оно может привести?

Сегодня идут разговоры о предстоящем потеплении климата, причём не в отдельных районах, а на всей нашей планете.

Признаками потепления являются известные факты. Ледники северного полушария за последнее столетие отступали в горы, граница вечной мерзлоты отодвинулась на север, как и граница постоянных морских льдов, плотность льдов уменьшилась. Сократились береговые территории обитания белых медведей и других северных животных – моржей, тюленей. Для этих животных арктический лёд – важный компонент среды обитания.

Данных метеорологических измерений и наблюдений по южному полушарию меньше, чем по северному полушарию, во всяком случае, недостаточно для того, чтобы уверенно говорить о процессе потепления климата.

Однако есть критерий, позволяющий судить о направлении изменения климата на нашей планете и о направлении этого изменения. Этим критерием является изменение уровня Мирового океана.

Если следовать имеющимся данным по уровню океана, то получается следующая картина. За последнее столетие наиболее

сильное потепление происходило в период 1890–1940 гг. Об этом свидетельствует подъём уровня Мирового океана на 10 см.

Последующие 30 лет после указанного периода ситуация стабилизировалась – с 1950 г. уровень океана оставался практически постоянным. Сегодня снова встала проблема потепления климата на Земле. С 1993 года уровень океана поднимается ускоренными темпами. За последние 25 лет этот процесс приобрёл угрожающие масштабы.

Ранее считалось, что в XX веке уровень океана поднимался на 1,5–1,8 мм в год (в среднем почти на 1,7 мм в год). Именно такая оценка прозвучала в сообщении Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Правда, согласно анализу данных американских учёных, в период с 1900 по 1990 гг. уровень океана поднялся на 1,2 мм/год. Тем не менее, анализ спутниковых данных и данных современных мареографов привёл к неутешительным выводам: в последние десятилетия уровень Мирового океана поднимается на 3мм/год.

Изменение астрономических параметров потеплению не способствует. Более того, оно способствует похолоданию. Так летняя освещённость северного полушария убывает.

Изменение угла наклона земной оси и изменение орбиты движения Земли вокруг Солнца не могут привести к таким быстрым изменениям климата, которые наблюдаются.

Большинство учёных считает, что уровень океана поднимается из-за повышения среднегодовой температуры на планете вследствие увеличения в составе атмосфере парниковых газов – водяного пара, углекислого газа, метана. Эти газы пропускают коротковолновую солнечную радиацию, но поглощают инфракрасное излучение подстилающей поверхности, создавая «парниковый эффект».

Понятно, что большое внимание уделяется рассмотрению влияния углекислого газа на процесс потепления климата, поскольку увеличение количества этого газа связано с антропогенным фактором.

Действительно, сжигаемые горючие материалы (уголь, нефть, газ) стали вносить слишком большой вклад в содержание атмосферной углекислоты. Кроме того, углекислый газ в больших количествах образуется при производстве цемента, а это производство всё увеличивается.

Потепление климата ощущается во многих районах нашей страны. Так, например, средняя зимняя температура в Западной Сибири повысилась весьма заметно. Старожилы помнят «трескучие» морозы, в которые без валенок и выйти из дома было нельзя. Сегодня мы выращиваем в своих садах крупноплодные яблоки, не очень-то заботясь о пригибании ветвей яблонь. При этом урожай сибирских яблок в Томске в 2016 году побил все рекорды.

Однако при дальнейшем потеплении климата у человечества появятся большие проблемы. Высокие температуры создадут благоприятные условия для развития различных болезней. Появятся климатические беженцы и среди животных, переносящих многочисленные болезни, и среди людей.

Эффект возможного потепления климата заботит человечество и из-за экономических осложнений, которые появятся непременно. Действительно, подъём уровня океана приведёт к сокращению площади суши. Прежде всего, исчезнут прибрежные районы, которые являются плодородными. Сокращение этих важных площадей, в свою очередь, приведёт к уменьшению массы продуктов питания.

Наступление воды на сушу угрожает островным государствам и государствам с большой береговой линией, а также государствам, расположенным в низких местностях (Нидерланды, Бангладеш).

В условиях потепления климата вряд ли будут пригодны для проживания тропические районы Земли.

«Во весь рост» встанет, да и уже встала, проблема сохранения окружающей среды. При сокращении территории суши сильно уменьшится площадь лесных массивов – источников земного кислорода.

Если не принять немедленные и эффективные меры по уменьшению влияния парниковых газов, то реализуется наиболее страшный сценарий. После таяния ледников в далёком будущем начнётся и исчезновение океана. Скорость испарения воды при повышении температуры увеличится – атмосфера будет всё больше насыщаться водяным паром, а океаны мелеть. Указанный процесс будет продолжаться до момента, когда температура станет равной критической температуре воды. Это значение составляет примерно 374°C. При значениях температуры, превышающих значение критической температуры, ни при каком давлении невозможно перевести газ в другое фазовое состояние – возможно только газообразное состояние вещества. В этой ситуации водной сферы быть уже не может.

11. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРЫ НА ОБЪЕКТЫ ЖИВОЙ ПРИРОДЫ

Атмосфера оказывает огромное влияние на растительный и животный мир, в том числе на человека. Это даёт возможность решать обратные задачи – по поведению некоторых растений и живых организмов, обладающих большой чувствительностью к изменениям в состоянии атмосферы, судить о последующем изменении погоды. Многие люди знают приметы погоды, связанные с изменениями в поведении растительного и животного мира. Назовём некоторые приметы погоды:

1) с приближением циклона, т.е. с понижением давления, острее ощущаются запахи земли, гниения залежавшихся листьев, травы; запахи при высоком давлении держатся у самой поверхности земли, а при низком давлении распространяются вверх с восходящими движениями;

2) цветы многих растений перед дождём закрываются – берегут свой генетический материал;

3) моряки знают: если чайки садятся на воду, погода будет хорошей; если чайки летают над водой, будет ветрено; если же чайки бродят по берегу или отмелям, погода испортится – трубчатые кости цаек, полые изнутри, чувствительны к изменениям давления (чайки – живые барометры); при высоком давлении восходящих движений, позволяющих птицам держаться в воздухе без больших усилий, нет, поэтому птицы садятся на воду; при падении давления восходящие движения воздуха усиливаются, поэтому чайки поднимаются с воды в воздух;

4) курица уводит перед дождём цыплят в укрытие;

5) у людей пожилого возраста, людей с травмами, с отклонением давления от нормального достаточно надёжным признаком изменения погоды является изменение их самочувствия.

Следует отметить, что здоровый человеческий организм достаточно хорошо приспособлен к окружающей среде, в частности, к параметрам

атмосферы и их изменениям. Заметим, что ощущение погодных условий складывается как влияние комплекса погодных компонентов.

Так сильное повышение температуры воздуха при увеличении скорости ветра и уменьшении влажности воспринимается легче, чем жара без ветра и при более высокой влажности.

Похолодание труднее переносить при сильном ветре.

На нашей планете температура воздуха колеблется в очень большом диапазоне (более 100 градусов). Температура человеческого тела при любой температуре воздуха должна в среднем составлять 36,6°C.

У человека работает система терморегуляции тела, которая зависит от многих факторов – от расширения и сокращения сосудов, частоты дыхания, интенсивности потовыделения, от состава и количества потребляемой пищи, от образа жизни и места проживания и т.д.

Заметим, что погода в городах отличается от погоды в сельской местности, даже при близком их расположении. Города слабо проветриваются или вовсе не проветриваются (в зависимости от типа и плотности застройки). Скорости ветров в городах уменьшаются, а направления ветров искажаются из-за строений и ориентации улиц. Химический состав воздуха в городах также отличается от состава воздуха в сельских местностях – сказывается влияние промышленности, поэтому в составе городского воздуха имеются и газовые примеси, и аэрозоли.

В городском воздухе много аэрозолей, являющихся продуктами сгорания. Эти аэрозоли представляют собой активные центры конденсации, поэтому в городах больше повторяемость облаков и туманов. В городах нередко образуются смоги. Грозы над городами тоже наблюдаются чаще, чем над сельскими местностями.

В городах из-за малого испарения с поверхностей асфальта, крыш, бетона относительная влажность воздуха ниже, чем за городом, примерно на 10–20%.

Количество солнечной радиации, особенно прямой солнечной радиации, в городах меньше, чем в сельских местностях, не только из-за застройки, но и из-за большего количества облаков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как всё-таки удивительна наша область знания – метеорология!

Наши материалы для исследования создаёт сама природа, наши демонстрационные материалы совершенно бесплатно появляются на небесном своде и в окружающей нас среде. Нужно только не упустить момент, ведь точно такой же эксперимент природа может повторить нескоро.

Ещё необходимо знать последовательность всех звеньев различных процессов. Потому-то с давних времён и ведутся кругло-суточные наблюдения за многими метеорологическими величинами и атмосферными явлениями.

Атмосфера предохраняет нашу планету от резких колебаний температуры в течение суток и года, защищая её от перегрева и переохлаждения, от жёсткого излучения Солнца и Вселенной. Кроме того, без атмосферы на планете не было бы ни воды, ни яркого неба – Солнце и звёзды мы видели бы на фоне чёрного неба. Освещённость, привычная для нас – результат рассеяния солнечного света атмосферой. Без атмосферы светло было бы только там, куда попадают прямые солнечные лучи. Более того, как бы мы дышали без атмосферы? Не было бы ни растений, вырабатывающих кислород, ни животных, ни человека. Кислородом воздуха, растворённым в воде, дышат все обитатели морей и рек.

Таким образом, с атмосферой связаны: защита от больших колебаний температуры и проникающей радиации, дыхание, многообразие природы, звуки (колебания частиц воздуха), свет, цвет! Атмосфера используется человеком в его многообразной практической деятельности.

Без атмосферы нет жизни в тех формах, в которых мы её себе представляем!

ЛИТЕРАТУРА

1. *Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. СПб. : Гидрометеиздат, 2000. 778 с.
2. *Рыбакова Ж.В.* Физическая метеорология (отдельные разделы) : учеб. пособие. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2013. 363 с.
3. *Рыбакова Ж.В.* Облака: учеб. пособие. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2014. 176 с. + 66 вкл.
4. *Рыбакова Ж.В., Блинкова В.Г.* Общая физика и некоторые аспекты физической метеорологии. Часть 1. Механика : учеб. пособие. Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2015. 183 с.
5. *Рыбакова Ж.В., Блинкова В.Г.* Общая физика и некоторые аспекты физической метеорологии. Часть 2. Молекулярная физика. Термодинамика : учеб. пособие. Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2016. 194 с.
6. *Хромов С.П., Мамонтова Л.И.* Метеорологический словарь. Л. : Гидрометеиздат, 1974. 568 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Метеорология, её предмет, задачи и краткая история развития	3
2. Химический состав атмосферы	17
2.1. Первичная атмосфера	17
2.2. Современная атмосфера	20
3. Строение атмосферы	31
4. Солнце и лучистая энергия в атмосфере	42
5. Температура воздуха	57
6. Атмосферное давление	67
7. Движение атмосферы	77
7.1. Общая циркуляция атмосферы	77
7.2. Циклоны и антициклоны	84
7.3. Ветер	88
7.4. Местные ветры	93
7.5. Смерчи	103
7.6. Причины движения атмосферы	106
8. Свойства воды, её фазовые переходы в атмосфере.	
Облака и осадки	114
8.1. Физические и химические свойства воды	117
8.2. Облака. Процессы образования облаков	121
8.3. Микрофизическое строение облаков и выпадение осадков	133
8.4. Общее понятие об активных воздействиях на облака и осадки	141

9. Влияние на погодные и климатические условия воздушных и морских течений	148
9.1. Межширотный воздухообмен	147
9.2. Взаимодействие морей и океанов с атмосферой	150
9.3. Химические свойства океанической воды	151
10. Климат и его возможные изменения	154
11. Влияние атмосферы на объекты живой природы	158
Заключение	160
Литература	161

Учебное издание

**РЫБАКОВА Жанна Вениаминовна
БЛИНКОВА Вера Георгиевна**

**ВВЕДЕНИЕ
В ФИЗИЧЕСКУЮ МЕТЕОРОЛОГИЮ
И КЛИМАТОЛОГИЮ**

Учебное пособие

Издание подготовлено в авторской редакции

Оригинал-макет А.И. Лелююр

Подписано к печати 13.07.2018 г. Формат 60×84¹/₁₆.

Бумага для офисной техники. Гарнитура Times.

Усл. печ. л. 9,5.

Тираж 50 экз. Заказ № 3260.

Отпечатано на оборудовании
Издательского Дома

Томского государственного университета
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

Тел. 8+(382-2)–52-98-49

Сайт: <http://publish.tsu.ru>

E-mail: rio.tsu@mail.ru

ISBN 978-5-94621-715-6



9 785946 217156